

The
of

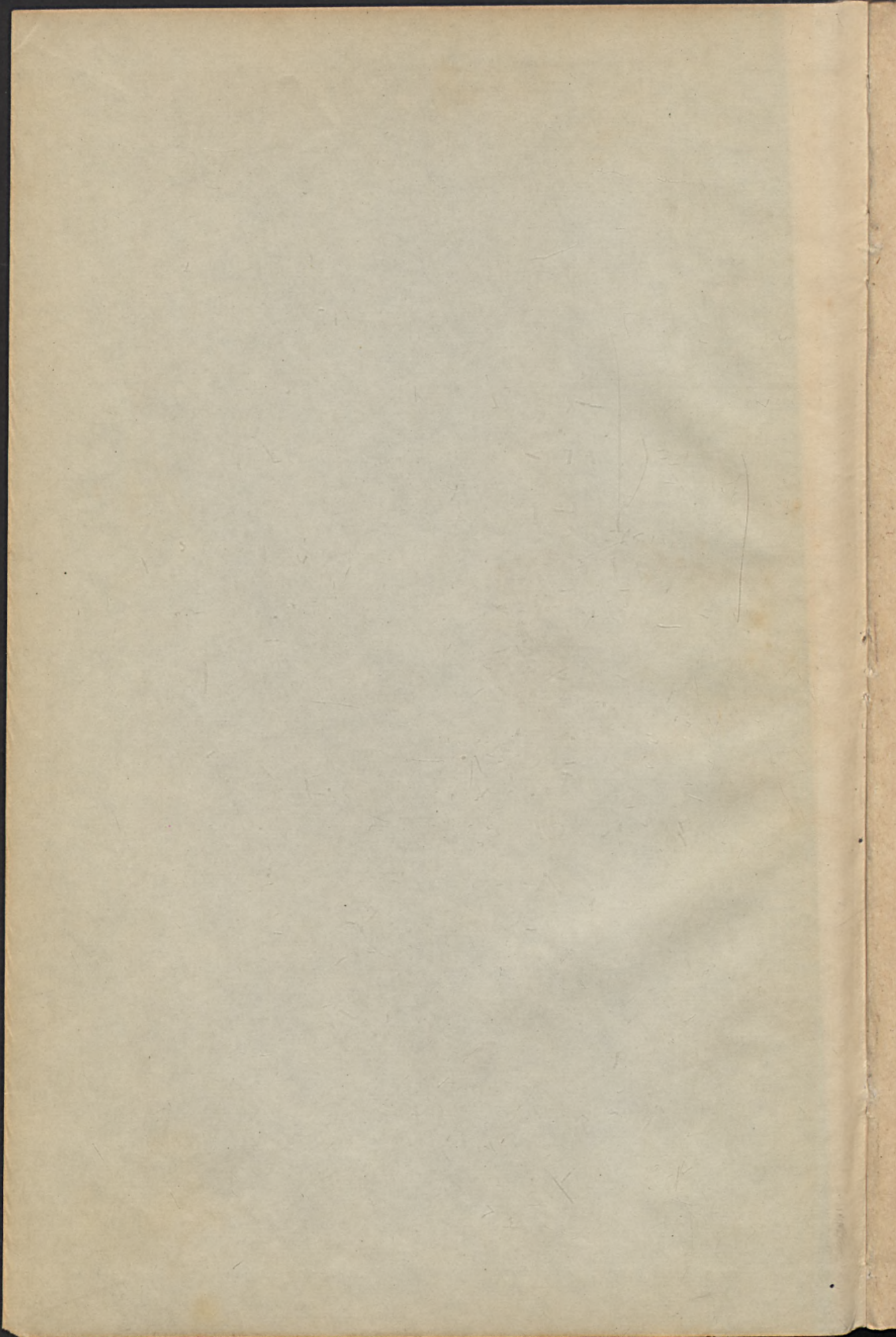
10

Geologiska
Föreningen
Stockholm
Förhandlingar
60
1938

60
2449

Do 2449, N,





GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

SEXTIONDE BANDET

(ÅRGÅNGEN 1938)



Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI

Dział B Nr. 66

Dnia 1. 8. 19 46.

STOCKHOLM 1938

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
380060





1938.149



INNEHÅLLSFÖRTECKNING.

Anm. U efter titeln utmärker uppsats.

N	»	»	»	notis.
RF	»	»	»	referat av hållet föredrag.
RE	»	»	»	redogörelse för exkursion.
F	»	»	»	hållet föredrag.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

Uppsatser, notiser, föredrag och diskussionsinlägg.

AHLMANN, H. W:SON, Über das Entstehen von Toteis. U	327
AMINOFF, G., Kemisk omvandling i kristallytor, studerad med tillhjälp av elektronstrålar. F	675
ASKLUND, B., Fjällexkursionen den 1—14 aug. RE	660
BACKLUND, H., The rapakivi puzzle. A reply. U	105
— Zur »Granitisationstheorie». U	177
— Yttrande med anl. av H. v. ECKERMANN'S föredrag om Anortositproblemet i belysning av nya forskningsrön inom Norrlandskustens jotnium	322
BERGGREN, THELMA, Se QUENSEL, P., and BERGGREN, THELMA.	
BEXELL, GERHARD, Några iakttagelser över Båstads kritområde. U	342
BJÖRLING, C. O., and WESTGREN, A., Minerals of the Varuträsk Pegmatite. IX. X-Rays Studies on Triphylite, Varulite, and their Oxidation Products. U 67	
BROTZEN, F., Der postkimmerische Bau des südlichsten Schwedens. U	73
— Der postkimmerische Bau des südlichsten Schwedens. F	117
CALDENIUS, CARL, Carboniferous Varves, measured at Paterson, New South Wales. U 349	
— Den förmenta stora finglaciala isoscillationen i Gävletrakten. F	649
— Australiens permokarbonska varvskiffrar. F	650
DE GEER, G., Varve datings contra suppositions. U	236
— Om aktuella kvartära dateringar. F	320
— Kvartärgeologiska exkursionen den 30 juli. RE	654
DU RIETZ, T., Kaledoniska eruptivbergarter. RF	543
— Yttrande med anl. av O. ÖDMAN'S föredrag om Nya rön beträffande Vakkofor- mationen och Linagraniten och E. GRIPS föredrag om Pitekonglomeratet och dess åldersställning	672
VON ECKERMANN, H., The rapakivi facts. An answer to a reply. U	113
— The anorthosite and kenningite of the Nordingrä-Rödö region. A contribution to the problem of the anorthosites. U	243
— Anortositproblemet i belysning av nya forskningsrön inom Norrlandskustens jotnium. F	322
— Berggrundsexkursionen den 1—12 aug. RE	658
EKLUND, J., Huvuddragen av Skånes och Östersjöns tektonik. F	117
FLOREN, S., De baltiska strandlinjebildningar och stenåldersboplatsen vid Damm- stugan i Sydvästra Södermanland. F	553

FROMM, ERIK, Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméenanalysen aus Ängermanland. U	365
— Geokronologiskt daterade pollendiagram och diatomacéanalyser från Ängermanland. F	650
GAVELIN, A., Resultaten av de nyare malmgeologiska undersökningarna i Norra Sverige. F	658
— Yttrande med anl. av E. GRIPS föredrag om Pitekonglomeratet och dess åldersställning	671
GELJER, P., Yttrande med anl. av O. ÖDMANS föredrag om Nya rön beträffande Vakkoformationen och Linagraniten	672
GRIP, E., Pitekonglomeratet och dess åldersställning. F	670
HAGERMAN, TOR H., About the relation between the Distribution Field of the relative width of the Particles and the Genesis of the Sediment. U	382
HÖGBOM, A., Yttrande med anl. av O. ÖDMANS föredrag om Nya rön beträffande Vakkoformationen och Linagraniten och E. GRIPS föredrag om Pitekonglomeratet och dess åldersställning	670
HÖRNER, N. G., Geologiska inslag i internationella geografkongressen i Amsterdam 1938. N	641
KIRSCH, G., Die Rolle der radioaktiven Stoffe in der Erdgeschichte. RF	117
KULLING, O., Grönstenarnas placering inom Västerbottensfjällens kambrosilurstratigrafi. U	153
— Notes on varved boulder-bearing mudstone in Eocambrian glacials in the mountains of Northern Sweden. U	392
— Eokambrisk varvskiffer. F	650
LIDÉN, RAGNAR, Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ängermanland. U	397
LUNDQVIST, G., H. THOMASSON †. Några minnesord. U	55
— ERIK GRANLUND †. U	525
MAGNUSSON, N. H., Die Genesis der svionischen Granite. Zur Diskussion über die Granitisationstheorie. U	285
— Uralbergens mineralfyndigheter och deras geologiska problem. RF	320
— Demonstration av mineral och bergarter från Ural. F	675
MANNERFELT, CARL, Das Hervorschmelzen des Städtjan-Berges aus dem absterbenden Inlandseis. U	405
— Några isavsmältningensfenomen på Städtjan. F	650
MIKKOLA, E., W. W. WILKMAN †. U	151
NILSSON, ERIK, Pluvial lakes in East Afrika. U	423
VON POST, LENNART, Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. U	434
— Dalälvens erosion nedanför Älvkarleby. F	649
— Bergstrandlinjer av arktisk typ i Viskadalen. F	650
— Kvartärgeologiska exkursionen den 1—11 aug. RE	662
QUENSEL, P., Minerals of the Varuträsk pegmatite. X. Spodumene and its alteration products. U	201
— and BERGGREN, THELMA, Minerals of the Varuträsk pegmatite. XI. The niobate-tantalate group. U	216
— Minerals of the Varuträsk pegmatite. XIII. Pollucite, its vein material and alteration products. U	612
— Varuträskpegmatiten och dess mineraliseringsproblem. F	649
— Polluciten från Varuträsk. F	676
— Ett exempel på heterogenetisk polymorfi. RF	676

SAMSONOWICZ, JAN, Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs in polnischen Südbaltikum nach neuen Tiefbohrungen in Jurata und Karwia. U	590
SANDEGREN, R., Minnesord över N. R. HEDBERG. RF	116
— En bestämning av högsta kustlinjen i sydvästra Hälsingland. U	147
— Minnesord över ERIK GRANLUND. RF	321
— Minnesord över H. NATHORST. RF	550
— Tal till G. DE GEER. RF	551
— Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1937. U	555
— Über die fossile Mikroflora aus den Bohrungen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel. U	601
— Hälsningstal till Tredje nordiska geologmötet. RF	655
— Nedre Klarälvsdalens postglaciala utvecklingshistoria. RF	674
ROSÉN, O., and WESTGREN, A., Minerals of the Varuträsk pegmatite. XII. On the structure and composition of minerals belonging to the pyrochlore-atopite group and an X-ray analysis of disintegrated stibio-microlite. U	226
SELLING, OLOF H., Entwicklungsgeschichtliche Studien im Molken-See mit besonderer Rücksicht der Frequenzwechsel der Makrofossilien. U	457
SUNDIUS, N., Till frågan om alkaliuppdelningen i saliska magmor. U	104
— Urbergsexkursionen den 29—30 juli. RE	652
THOMASSON, H., Kolmårdens litorinagränser jämte en översikt av nivåförändringarna inom Kolmården. U	19
THORARINSSON, SIGURDUR, Über anomale Gletscherschwankungen mit besonderer Berücksichtigung des Vatnajökullgebietes. U	490
— Dalvikskalvet på norra Island den 2 juni 1934. F	649
THORSLUND, P., Växtfynd i leran vid Vålbackens tegelbruk i Jämtland. U	635
TISELIUS, A., Om rörliga gitterbeståndsdelar i zeolitkristaller. F	675
TROEDSSON, GUSTAF T., On the sequence of strata in the Rhaetic-Liassic beds of NW Scania. U	507
— En borrhprofil genom kågerödsformationen vid Skromberga i Skåne. RF	547
— Rät-lias-exkursionen den 29—30 juli. RE	652
WAHL, W., Några iakttagelser från Wiborgsrapakiviområdets södra gränsgebit. U	88
WENNER, CARL-GÖSTA, Årsvarvighet i Viskans subrecenta delta. U	519
— Årsvarvighet i Viskans subrecenta delta. F	650
— Profil tagen med lackfilmmetoden. F	650
WESTGREN, A., Se BJÖRLING, C. O., and WESTGREN, A.	
— Se ROSÉN, O., and WESTGREN, A.	
ZENZÉN, N., Förevisning av borrhkärna av Ovifakjärn. RF	320
— Meddelande om landisens avsmältning i Idre. RF	323
ÖDMAN, OLOF H., On the mineral associations of the Boliden ore. U	121
— Nya rön beträffande Vackoformationen och Linagraniten. RF	667
— Bolidenmalmeras paragenes. F	675

Referat.

BACKLUND, H., Ref. av A. JOHANSEN, A descriptive petrography of igneous rocks	317
— Die Umgrenzung der Svekofenniden. Autoref.	569
— Svekofenniden und Gotokareiden. Autoref.	569
— Ref. av KROKSTRÖM, T., On the association of granite and dolerite in igneous bodies	571

BROTZEN, F., Ref. av LEHMAN, J.-P., Les Poisson du Downtonien de la Scanie (Suède)	575
DU RIETZ, T., Ref. av VON ECKERMANN, H., The genesis of the Jotnian sediments	573
GELJER, P., Ref. av BERGLUND, T., HULTGREN, A., och PHRAGMÉN, G., Mätning av kornstorlek i metaller; en ny kornstorleksskala	561
— Ref. av HJELMQVIST, S., Über Prehnit als Neubildung in Biotit-Chlorit	563
— Ref. av HURLBUT, C., Aminoffite, a new mineral from Långban	563
— Ref. av QUENSEL, P., and others, Minerals of the Varuträsk Pegmatite. I—VIII	564
— Ref. av ANESTAD, S., Något om guldfyndigheterna på Guldkusten, erfarenheter från en malmletningsexpedition år 1935	565
— Ref. av FRANK, J., Magnesitförekomster i Mellaneuropa	566
— Ref. av HÖGBOM, A., Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län	570
— Ref. av MAGNUSSON, N. H., Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für Svionische Granite und Gneise Mittelschwedens	571
— Ref. av SUNDIUS, N., Om kalkpegmatiter och kalkgraniter samt om den s. k. skriftgraniten med utlöst kvarts	571
GOTHAN, W., Ref. av HALLE, T. G., The relation between the Late Paleozoic floras of Eastern and Northern Asia	574
HJELMQVIST, S., und LUNDQUIST, G., Erläuterung zum Kartenblatt Smedjebacken. Autoref.	558
HJELMQVIST, S., Ref. av VON ECKERMANN, H., The Genesis of the Rapakivi Granites	569
— Ref. av MAGNUSSON, N. H., Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge	571
— Ref. av WENK, E., Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud	572
VON HAMOS, L., A new X ray Method for chemical analysis of plan polished surfaces. Autoref.	563
HÖGBOM, A., Ref. av LJUNGAHL, G., Views on the Construction of Magnetic Charts	562
— Ref. av NORDSTRÖM, A., Bergarternas magnetiska egenskaper och dessas inflytande på den magnetiska kartbilden	562
— Ref. av ANDERSSON, J. G., Guld	565
— Ref. av MÄKINEN, E., Tillgodogörandet av Outokumpu malmfyndigheten	566
— Ref. av SUNDBERG, K., Moderna malmletningsmetoder	568
— The stratigraphy of the Archaean of Westerbotten and Southern Norrbotten. Autoref.	570
KROKSTRÖM, T., Ref. av HOLMES, ARTHUR, The age of the earth	101
KULLING, O., Ref. av ANDERSEN, S. A., Et Vulkanomraades Livshistorie	572
— Ref. av VON ECKERMANN, H., The Jotnian formation and the Sub-Jotnian unconformity	572
— Über präkarbonische Klimazeugnisse aus Svalbard. Autoref.	573
— Ref. av JOHANSSON, SIMON, Senglaciala och interglaciala avlagringar vid ändmoränstråket i Västergötland	578
— Ref. av TANNER, V., Några ord i frågan om den sista landisens utbredningsgräns inom Fennoskandias nordligaste delar	578
LUNDQUIST, G., Ref. av PIA, JULIUS, Kohlensäure und Kalk	99
— Binnenseesedimente aus dem Rogengebiet in Härjedalen. Autoref.	558
— Ref. av NORDENSKJÖLD, C. E., Några sjötyper i Kalmar län	559
— Ref. av OLIVECRONA, EVA, Ravinerna i Gustafs enligt äldre lantmäterikartor	559
— Ref. av SANDELL, A., Djupsjön—Flatsjön, ett par sjöbäcken inom Dalformationen och några synpunkter på deras genes	560

LUNDQVIST, G., Ref. av THUNMARK, S., Über die regionale Limnologie von Südschweden	560
— Ref. av ALM, G., Sötvattensfiskarnas utbredning och den postarktiska värmeperioden	581
— Ref. av THOMASSON, H., Åldersgrupperingen inom västsvensk stenålder	581
— Ref. av CLEVE-EULER, ASTRID, Undersökningar över Öresund XXIV. Sundets plankton I. Sammansättning och fördelning	582
— Ref. av THOMASSON, H., Harpunfyndet från Hästefjorden	585
— und HJELMQVIST, S., Se HJELMQVIST, S.	
RENGMARK, F., Ref. av VON GREYERZ, W., Alnarpsströmmen. Ett apropå till förberedelserna för en svensk grundvattenlagstiftning	567
— Ref. av BOOBERG, G., Jordmänskartering på Java	585
— Ref. av EKSTRÖM, G., Jordartsförhållanden å Offers försöksgård	585
— Ref. av OLSSON, J., Om friktion och kohesion i lera	587
— Ref. av K. Domänstyrelsens odlingskommission, Redogörelse för inventering av odlingsjord å kronoparkerna nedanför odlingsgränsen i de två nordligaste Norrlands-länen	587
— Ref. av TAMM, O., Om de lågproduktiva sandmarkerna å Hökensås och i övre Lagadalen	588
SAHLSTRÖM, K. E., Ref. av THORARINSSON, S., Das Dalvik-Beben in Nordisland 2 Juni 1934	562
— Ref. av BAGGE, A., Stenåldern vid Torne Träsk	582
— Ref. av KJELLMARK, K., Förhistoriska hyddbottnar i Djurle myr, Ö. Torsås socken, Kronobergs län	584
SANDEGREN, R., Ref. av HINTZE, V., Møens Klints Geologi	97
— Ref. av RICHTER, K., Die Eiszeit in Norddeutschland	98
— Ref. av Geologie der Meere und Binnengewässer. Bd I. H. 1	101
— Ref. av VON POST, L., Svea älv, Göta älv och Dana älv jämte vägvisare för besökande vid Sveafallen	559
— Die Geologie des Kirchspiel Ovanåker. Autoref.	559
— Ref. av SANDEGREN, R., och MAGNUSSON, N. H., Beskrivning till kartbladet Forshaga	560
— Ref. av DU RIETZ, T., Recenta förkastningar eller sprickbildningar i Västerbottensfjällen	561
— Ref. av BACKMAN, A., Fynd av ett ordoviciskt kalkblock i Hammarland på Åland	572
— Die Quartärgeologie des Götaälv-Tales. Autoref.	578
— Ref. av ALIN, J., Fynd av stenyxa vid Kungsbackavägen	579
— Ref. av BACKMAN, A. L., och CLEVE-EULER, ASTRID, Om Litorinagränsen i Haapavesi och diatomacéfloran på Soumenselkä	579
— Ref. av STOLPE, P., Nytt maximivärde för högsta stranden	581
— Ref. av BACKMAN, A. L., Oxpina torvmark i Hammarland på Åland	581
— Ref. av BAUMAN, A., Ny fyndort för fossil <i>Trapa natans</i>	582
— Ref. av DAHLSTEDT, F., Trapagyttjor och <i>Cladium</i> mossor i Södertäljetrakten	582
— Ref. av HALDEN, B., » <i>Campylodiscus echineis</i> » — ett förvanskat diatomacénamn	583
— Die Schallenbänke bei Bräcke und Kuröd. Autoref.	585
— Ref. av NYSTRÖM, E., Sammandrag av de meteorologiska observationerna vid försöksgårdarna Flahult och Gisselås under år 1930	587
STENHUIS, J. F., Ref. av BROUWER, H. A., Über metamorphe Gesteine am Torne Träsk (Lappland)	557

THORSLUND, P., Ref. av EKSTRÖM, G., Upper Didymograptus shale in Scania . . .	573
— Quartzites, sandstones, and tectonics in the Sunne district of Jämtland. Autoref.	573
— Notes on the Lower Ordovician of Falbygden. Autoref.	574
— Ref. av NILSSON, TAGE, Ein Plagiosauride aus dem Rhat Schonens	576
TROEDSSON, G., Ref. av VOIGTS lackfilmmetod	646
WENNER, C. G., Ref. av AHLMANN, H. W:son, and THORARINSSON, S., Object, resources, and general progress of the Swedish-Icelandic investigations (of Vatnajökull 1936—37)	556
— Ref. av BJÖRNSSON, S., Sommen—Åsunden-området	556
— Ref. av GRANLUND, Erik, Den västerbottniska landskapsbilden	557
— Ref. av KRISTOFFERSSON, ANNA, Det sörmländska landskapet	557
— Ref. av LJUNGBER, E., De större landformerna i mellersta Bohusläns gnejsområde	557
— Ref. av CALDENIUS, C., Om grundförhållanden i Göteborg	567
— Ref. av HULTIN, T., Försök till bestämning av Göteborgslerans hållfasthet	568
— Ref. av AHLMANN, H. W:son, and THORARINSSON, S., Previous investigations of Vatnajökull, marginal oscillations of its outlet-glaciers, and general description of its morphology	577
— Ref. av AHLMANN, H., Vatnajökull in relation to other present day Iceland glaciers	577
— Ref. av BERGSTEN, K. E., Berättelse rörande arbeten med understöd av Andréefonden och Studier över Baltiska issjön i norra Vätterområdet	580
— Ref. av HÖGBOM, A. G., Om ortnamn och nivåförändringar i Norrlands kustregioner	580
— Ref. av NILSSON, ERIK, Bidrag till Vätterns och Bolmens senkvartära historia	580
— Ref. av NILSSON, ERIK, Kvartära klimatväxlingar i Brittiska Ostafrika och Abessinien	581
— Ref. av ERDTMAN, G., Pollen grains recovered from the atmosphere over the Atlantic	583
— Ref. av HULTHÉN, E., Outline of the history of Arctic and Boreal biota during the Quaternary period	583
— Ref. av HUMBLA, PH., och VON POST, L., Galtabacksbåten och tidigt båtbyggeri i Norden	584
— Ref. av MALMSTRÖM, C., Tönnersjöhedens försökspark i Halland	584
— Ref. av OSVALD, H., Myrar och myrödling	584
YGBERG, E. R., Ref. av BRAGG, W. L., Atomic structure of minerals	99
ZENZÉN, N., Ref. av PEHRMAN, G., Om apatitkristaller från Kimito	564
— Ref. av VON ECKERMANN, H., Gävleborgs läns malmfyndigheter	565
— Ref. av SAILIN, C., Den skånska bärnstenen och dess tillgodogörande	566

Geolognytt	119, 325, 554, 678
Mötet den 13 januari 1938	116
» » 10 februari »	117
» » 3 mars »	319
» » 7 april »	321
» » 5 maj »	543
» » 6 oktober »	550
» » 3 november »	667

Mötet den 1 december 1938	673
Det III Nordiska geologmötet	552, 651
Ledamotsförteckning	3
Publikationsbyte	14
Revisionsberättelse	319
Statsbidrag och bidrag från Jernkontoret	320, 322, 551
Val av styrelse och revisorer för år 1939	673

Under år 1938 invalda ledamöter:

F. BROTZEN	117
R. KOLLERT, Å. K. E. LINDGREN, O. LINDQUIST, E. ROXSTRÖM	319
T. E. TJERNVIK	321
J. CARLSSON, N. JOHNSSON	543
H. ÖDUM, K. HANSEN, A. KLEMENTSSON, J. G. CARLSSON, S. J. BJURULF	551
E. LEHMANN, B. ISRAELSSON, K. MÜNSTER STRÖM, C. MANNERFELT	667
I. JOHANSSON, N. CRONEBORG, C. LARSSON	673

Under år 1938 avlidna ledamöter:

N. HEDBERG	116
E. GRANLUND	321
H. NATHORST	550
TH. ROCÉN, G. GÜRICH	667

Geologklubben vid Stockholms Högskola.

Möten 1936—1938	649
---------------------------	-----

Svenska Mineralogiska Sällskapet.

Möten 1937—1938	675
---------------------------	-----

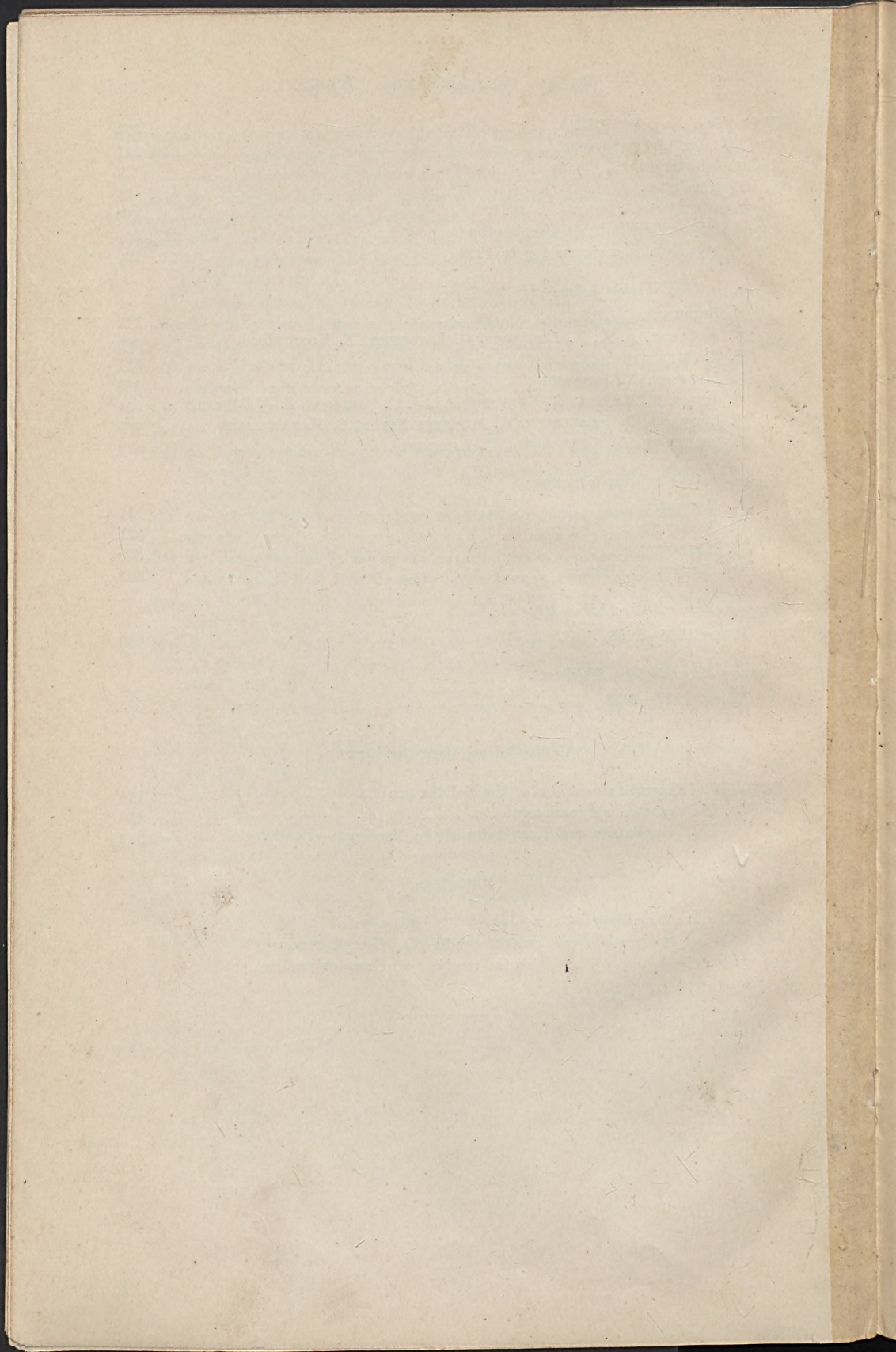
Förteckning över tavlorna.

Pl. I—IV. Mineral associations of the Boliden ore	144
» V. Disintegrated stibiomicrolite	216
» VI—IX. Anothosite and Kenningite of the Nordingrå—Rödö region	272

✓

Rättelser.

Sid. 570 rad 2 nedifrån står: apointé	läs: a pointé
» 642 » 10 » » çompte rendu	» Compte rendu
» 644 » 4 » » Comtes rendus	» Comptes rendus



GEOLOGISKA FÖRENINGEN

I

STOCKHOLM

Den 1 Jan. 1938.

Styrelse:

Statsgeologen RAGNAR SANDEGREN	Ordförande.
Docenten GUSTAF TROEDSSON	Sekreterare.
Fil. Dr K. E. SAHLSTRÖM	Skattmästare.
Docenten HARRY VON ECKERMANN	
Statsgeologen N. H. MAGNUSSON	

Förste Ledamot:

H. K. H. KRONPRINSEN.

Korresponderande Ledamöter:

Ann. Siffrorna ange årtalet för inval som Korresp. Ledamot.

Adams, Frank D. Ph. Dr, Professor. 11	Montreal.
Barrois, Ch. Professor. 11	Lille.
Daly, R. Professor. 27	Cambridge, Mass. U.S.A.
Flett, Sir John S. 31	London.
Goldschmidt, V. M. Dr, Professor. 31	Oslo.
Lacroix, A. Dr, Professor. 16	Paris.
Lindgren, W. Professor. 14	Boston.
de Margerie, Emm. Professor. 31	Paris.
Niggli, P. Professor. 27	Zürich.
Palache, Charles. Professor. 35	Cambridge, Mass. U.S.A.
Penck, Alb. Dr, Professor. 11	Berlin.
Ramdohr, Paul. Dr, Professor. 35	Berlin.
Rogers, A. W. Dr. 31	Pretoria.
Ruedemann, Rudolf. Dr. 35	Albany N.Y. U.S.A.
Samsonowicz, Jan. Dr, Professor. 35	Lwów, Polen.
Schneiderhöhn, H. Dr, Professor. 31	Freiburg in Br.
Schuchert, Ch. Professor. 27	New Haven, Conn. U.S.A.
Tilley, Cecil Edgar. Professor. 37	Cambridge.
Ulrich, E. O. Dr. 27	Washington.
Woodward, Sir Arthur Smith. Dr. 16	Haywards Heath.

Ledamöter:

- Ann. 1. Tecknet * utmärker Ständiga Ledamöter (jfr stadgarna, § 8).
2. Siffrorna angiva årtalet då Ledamot i Föreningen inträtt.

Abenius, P. W. Fil. Dr, Rektor. 86	Örebro.
Ahlmann, H. W:son. Fil. Dr, Professor. 10. Stockh. Högskola	Stockholm 6.
Ahlström, Gösta, Fil. Mag., Läroverksadjunkt. 14 ...	Borås.
Ahlström, N. Fil. Kand., Läroverksadjunkt. 19	Borås.
Alarik, A. L:son. Bergsingenjör. 03	Sikfors.
*Alén, J. E. Fil. Dr, f. d. Stadskemist. 82	Göteborg.
Alexanderson, Sophie-L. Lärarinna. 12. Kvarntorp.	Roslags-Näsby.
Alin, J. Fil. Dr, Överlärare. 22. Folkskolegatan 11	Göteborg.
Almström, G. Karl, Fil. Dr, Stadskemist. 22. Post- gatan 6	Göteborg.
Alsén, N. Fil. Dr, Rektor. 19	Karlskrona.
Ambolt, Nils, Fil. Lic. 35	Lund.
Aminoff, G. Fil. Dr, Professor. 03. Riksmuseum.....	Stockholm 50.
Andersen, S. A. Dr Phil. 26. Gammelmönt 14 ...	Köpenhamn K.
*Andersson, J. G. Fil. Dr, Professor. 91	Stockholm.
Anrick, C. J. Fil. Dr, Sekr. hos Sv. turistför. 16.	Stockholm 7.
Antevs, E. V. Fil. Dr. 14. The Corral, Globe	Arizona, U. S. A.
Arrhenius, O. Fil. Dr. 19. Gamla Haga	Stockholm.
Askelsson, Johannes, Cand. Mag. 30. Post Box 942..	Reykjavik.
Asklund, B. Fil. Dr, Statsgeolog. 17	Stockholm 50.
Asplund, C. Bergmästare. 95	Luleå.
Assarsson, G. Fil. Dr, E. o. kemist v. Sv. geol. und. 20.	Stockholm 50.
*Backlund, H. G. Fil. Dr, Professor. 08	Uppsala.
Backman, A. L. Fil. Dr, Docent, Forstmästare. 15. St. Robertsgatan 25	Helsingfors.
Barkenbergs, Axel, Bergsingenjör. 23	Stockholm 50.
*Benedicks, C. A. F. Fil. Dr, Prof. 95. Tegnérlunden 3	Stockholm.
Bengtsson, Axel O. Agronom. 26	Molkom.
*Bengtson, E. J. Fil. Kand., Bankdirektör. 06. Strand- vägen 39	Stockholm.
Berg, C. B. Kammar skrivare. 30. Revisorsvägen 9...	Enskede.
Bergdahl, Arvid, Fil. Mag., Läroverksadj. 26. Holm- gatan 1	Karlskrona.
Berggren, E. Fil. Mag., Bergsingenjör, Disponent. 30	Dannemora.
Berggren, Thelma. Fil. Kand. 37. Bragevägen 21...	Stockholm.
Bergman, Waldemar, Ingenjör. 36. Engården.....	Rättvik.
Bergquist, J. A. Folkskollärare. 17. Margaretavägen 68.	Enskede.
Bergsten, Karl Erik, Fil. Lic. Amanuens. 36. Geograf. Inst.	Lund.
Bergwall, Georgi, Bergsingenjör. 25. Orijärvi gruvor,	Kisko, Finland.
Beskow, Gunnar, Fil. Dr. 23	Stockholm 50.
Bexell, G. Fil. Stud. 27. Stockh. Högsk.	Stockholm 6.

- Bjørlykke, K. O. Fil. Dr, Prof. 00. Landbrugshöskolen. Aas, Norge.
 Blomberg, E. Bergsingenjör. 98. Trädgårdsgatan 25 Örebro.
 Bodman, G. Fil. Dr, Professor 18. Ch. tekn. inst. Göteborg.
 Bohlin, B. Fil. Dr, Docent, E. o. lektor. 21..... Motala.
 *Booberg, G. Fil. Dr, Direktör. 19. Proefstation, Paseroean. Java.
 *Borgström, L. H. Fil. Dr, Prof. 01. Museig. 3 Helsingfors.
 Brander, Gunnar, Fil. Mag. Assistentgeol. 29. Geol.
 Komm..... Helsingfors.
 Brenner, Thord, Fil. Dr. 14. Grankulla, Finland.
 Bring, G., Professor. 32. Tekn. Högsk..... Stockholm.
 Brodsson, Edward, Fil. Kand., Läroverksadj. 24... Örebro.
 Brouwer, H. A., Prof. Dr. 31. Geologisch Instituut. Amsterdam.
 Brünnich-Nielsen, K. Dr. Phil., Överläkare. 18. Am-
 gerbrogade 51 Köpenhamn.
 Brögger, W. C. Fil. Dr, f. d. Professor. 75 Oslo.
 Bugge, Arne, Fil. Dr, Bergsingenjör, Statsgeolog. 23 Oslo.
 Bugge, Carl, Fil. Dr, Direktör för Norges geol. un-
 dersökelse. 21 Oslo.
 Bygdén, A. O. B. Fil. Dr, Kemist v. Sv. geol. unders. 05 Stockholm 50.
 Böggild, O. B. Professor. 21. Østervoldg. 7 Köpenhamn.
 Bøgvad, Richard, Mag. Scient. 32. Strandboulevard 84 Köpenhamn Ö.

 Caldenius, C. Fil. Dr, Docent, Konsult. geolog. 08. Saltsjö-Duvnäs.
 Callisen, Karen, Dr Phil., Museiinspektör. 21. Øster-
 voldgade 7..... Köpenhamn.
 *Carlborg, H. Kommerceråd. 10. Vikavägen 7 Ålsten.
 Carlgren, M. Jägmästare. 14. Floragatan 7..... Stockholm.
 Carstens, C. W. Cand. Min., Docent. 19..... Trondhjem.
 Claëson, G. Bergsingenjör. 11..... Billesholms gruva.
 Claesson, O. Folkskollärare. 19. Hackspettsvägen 12 Ålsten.
 Cloos, Hans, Prof. Dr. 32. Nussallee 2..... Bonn.
 Collini, Bengt. Fil. Stud. 37. Salag. 29 A..... Uppsala.
 Corp, S. O. Bergsingenjör. 32. K. M. S. H.
 Gl. Torv 22..... Köpenhamn.
 Correns, Carl W., Professor, Dr. 30. Wismarstr. 8... Rostock.
 Cöster, Fredrik, Fil. Lic. 24. P. O. Mbeya Tanganyika Terr.

 Dahlblom, L. E. T. f. d. Bergmästare. 90..... Falun.
 Dahlstedt, F. Fil. Lic. 10 Djursholm.
 Dahlström, Elis, Fil. Kand. 21 Boliden.
 Dalhammar, Sven, Bergsingenjör. 34. Engelsbrektsg. 4 Stockholm.
 *De Geer, Ebba, Professorska. 08. Sveavägen 32... Stockholm.
 *De Geer, G. Frih., Fil. Dr, Prof. emeritus. 78. Geo-
 kronologiska institutet. Sveavägen 34—36..... Stockholm.
 Du Rietz, G. E. Fil. Dr, Professor. 14..... Uppsala.
 *Du Rietz, T. Fil. Dr. 22. Rimbogatan 8 Stockholm.

 *von Eckermann, Harry, Fil. Dr, Bergsingenjör,
 Docent. 20. Styrelseledamot. Skepparegatan 66..... Stockholm.
 Edde, Edvin, Ingenjör. 34. Högfors bruk. Silverhøyden.

- Edman, Erik, Fil. Stud. 36. Nybrogatan 76..... Stockholm.
 Edström, Axel S. Kanslichef. 23. Skansen..... Stockholm.
 Eklund, Josef, e. o. geolog v. Sv. geol. unders. 19 Stockholm 50.
 Eklund, Olof. Bergsingenjör. 35. Grönlands Styrelse Köpenhamn.
 *Ekström, G. Fil. Dr, Docent, e. o. geolog. 14..... Stockholm 50.
 Elvius, Sven, Lektor. 30. Elektrotekniska Fackskolan Västerås.
 Enberg, Christer. Fil. Kand., Laboratoriefchef. 31.
 A.-B. Iföverken..... Bromölla.
 Eneroth, Olof, Professor. 30. Skogshögskolan Experimentalfältet.
 Engberg, H. Fil. Lic. 16. Essinge Högväg 30 ... Essingen.
 Enquist, F. Fil. Dr, Docent. 05..... Uppsala.
 *Envall, E. G. Fil. Kand. 12..... Örnsköldsvik.
 Erdtman, G. Fil. Dr, Lektor. 18 Västerås.
 Ericsson, K. T. Bergsingenjör. 23 Västanfors.
 Eriksson, Hjalmar, Disponent. 24. Kantorps gruvor Sköldinge.
 Eskola, P. Fil. Dr, Professor. 10. Univ. Min.-geol. inst. Helsingfors.
- Fægri, Knut, Fil. Dr. 33. Bergens Museum Bergen.
 *Fellenius, Wolmar, Professor. 20. Valhallavägen 66. Stockholm.
 von Fieandt, A. Fil. Kand., Ingenjör. 11. Engel-
 brektskatan 30 Falun.
 *Fischer, H. Oberdirektor. 00 Freiberg.
 Flensburg, V. P. Ingenjör. 12. Söderg. 26..... Malmö.
 Flodkvist, Herman, Professor. 20. Kungsgatan 65 Uppsala.
 Florin, R. Fil. Dr, Docent. 19. Riksmuseum..... Stockholm 50.
 *Forsberg, Axel, Direktör. 21 Stockholm.
 Foslie, Steinar, Statsgeolog. 26. Kronprinsens gate 4 Oslo.
 Friendin, Harald, Fil. Mag., Läroverksadj. 30..... Borlänge.
 *Fridborn, D. Fil. Kand., Lantbrukare. 12. Fågelö Torsö.
 Fritjofsson, H. Fil. Kand. 19. Ytterlännäs Bollstabruk.
 Fromm, Erik, Fil. Stud. 34. Stockh. Högsk. Stockholm 6.
 Frödin, John, Fil. Dr, Professor. 10 Uppsala.
 Fröman, K. G. L. Fil. Kand., Gruvgeol. 17. Bergslaget Falun.
 Funkquist, H. Fil. Dr, Professor. 10. Storg. 51.... Ängelholm.
- Gabrielsson, Olov, Fil. Stud. 34. Nockebyvägen 17 Ålsten.
 Gams, H., Dr Phil., Docent. 24. Botanisches Inst. ... Innsbruck Hötting.
 Gavelin, Axel, Fil. Dr, Överdirektör o. Chef f. Sv.
 geol. unders. 98 Stockholm 50.
 *Gavelin, Sven, Fil. Lic. 30 Stockholm 50.
 *Geijer, P. A. Fil. Dr, Professor. 05..... Djursholm.
 Gerassimow, D. A. Dr, Torfgeol. 25. Trubnaja
 Strasse, 25, Quart. 52 Moskwa.
 Gertz, O. D. Fil. Dr, Docent, Lektor. 10..... Lund.
 Gobom, Nils, Bibliotekarie. 29. Stiftsbiblioteket ... Linköping.
 Goldkuhl, Algot, Disponent, Bergsingenjör. 29 Dala Finnhyttan.
 Granlund, E. Fil. Dr, Docent, Statsgeolog. 17 Stockholm 50.
 Granström, C. G. Bergsingenjör, Direktör. 10 Grängesberg.
 Grip, Erland, Fil. Lic. 29..... Boliden.
 Grönwall, K. A. Fil. Dr, Professor. 92 Lund.

- Gumælius, T. H. Disponent. 97. Karlaplan 7..... Stockholm.
 Gummeson, P. E. Bergsingenjör, Direktör. 18 Höganäs.
 Gustafsson, J. P. Hemmansägare. 99 Näskykulla.
 Gürich, G. Fil. Dr, Professor. 12. Mariannestr. 11 Berlin Schlachtensee.
- Haarmann, E. Dr. Prof. 25. Am Park 12 Berlin-Schöneberg.
 *Hackman, V. Fil. Dr, Professor. 92. Parkgatan 5 Helsingfors.
 *Hadding, A. R. Fil. Dr, Professor. 10 Lund.
 *Hagerman, Tor, Fil. Dr. 22. Statens provningsanst. Stockholm.
 Halden, B. E. Fil. Dr, Docent, Lekt. v. Skogshögskolan. 12 Experimentalfältet.
 Hallberg, E. G. Fil. Kand., Gruving. v. Bergsstaten. 92 Falun.
 Halle, T. G. Fil. Dr, Professor. 05. Riksmuseum..... Stockholm 50.
 Hallin, Ewald, Amanuens. 34. Stockh. Högsk. Stockholm 6.
 Hansen, Sigurd, Cand. Mag. Afd. geol. 25. Vestertvang. 18 Köpenhamn-Valby.
 Hansson, S. Köpman. 03. Valevägen 27..... Djursholm 2.
 Hausen, H. Fil. Dr, Professor. 10. Åbo Akademi. Åbo.
 Hede, J. E. Fil. Lic., Docent. 12 Lund.
 Hedendahl, Elof, Disponent. 34..... Herräng.
 Hedin, Sven, Fil. Dr, Geograf. 87. N. Mälarstrand 66 Stockholm.
 Hedlund, A. F. Bergmästare. 01..... Ramlösa.
 Hedström, Helmer, Bergsingeniör, 31. A.-B. Elektrisk Malmlekn. Kungsgatan 44..... Stockholm C.
 Hedström, H. Fil. Dr, f. d. Statsgeolog. 88..... Djursholm.
 *Hemming, T. A. O. Ingenjör. 06..... Mellerud.
 Hesse, G. A. Jürgen, 36. Intrånget..... Daia Finnhyttan.
 Hesselman, H. Fil. Dr, Professor. Förest. för Statens Skogsförsöksanstalt. 07 Djursholm.
 *Hjelmqvist, Sven, Fil. Dr, Docent. E. o. geolog. 27 Stockholm 50.
 Hjulström, Filip, Fil. Dr, Docent. 30. Geograf. Inst. Uppsala.
 Hoel, A. Cand. Real., Docent. 09. Min.-geol. mus. Oslo.
 Hofman-Bang, O. Fil. Dr, Professor. 02 Ultuna, Uppsala.
 Holgersson, Sven, Fil. Dr, Docent. 27. Belev. 12 Lidingö 1.
 Holmquist, P. J. Fil. Dr, Prof. 91..... Djursholm.
 Holmsen, G. Fil. Dr, Statsgeolog. 17. Vettakollen Oslo.
 Holtedahl, O. Fil. Dr, Prof. 17. Univ. min. mus. Oslo.
 Hultman, Elov, Ingenjör. 23 Roslags-Näsby.
 Husberg, Edvard. Bergsingenjör. 23. Sv. Geol. Unders..... Stockholm 50.
 Hybinette, Anna-Greta. Fil. Kand. 37. Torsg. 22 Stockholm.
 Hyppä, Esa, Docent. 34. Boulevardsg. 29..... Helsingfors.
 Hägg, R. Fil. Lic., Museiassistent. 00. Riksmuseum Stockholm 50.
 Högbom, Alvar, Fil. Dr, Statsgeolog. 15..... Stockholm 50.
 Högbom, A. G. Fil. Dr, Professor emeritus. 81..... Uppsala.
 Högbom, Bertil, Fil. Dr. 10. Moltkestrasse 3 Berlin NW.
 Högbom, Ivar, Fil. Dr, Professor. 18. N. Mälarstrand 66 Stockholm.
- Hörner, N. G. Fil. Dr, Docent. 18. Syslomanag. 31 Uppsala.

- Ingmar, Ernst, Läroverksadj. 32. Wallingatan 9 ----- Uppsala.
 Isberg, Orvar, Fil. Dr., Lektor. 14. Bromma Läroverk Äppelviken.
 Ising, Gustaf. Fil. Dr., Professor. 37..... Djursholm 2.
 Iversen, Johannes. Dr Phil. 33. Gammelmönt 14 Köpenhamn.
- Jarvik, Erik, Fil. Mag. 35. Riksmuseum ----- Stockholm 50.
 Jensen, Alexander, Stud. 34. Tekn. Högsk. Stockholm.
 *Jessen, A. Cand. Polyt., Statsgeol. 92. Gammelmönt 14 Köpenhamn.
 Jessen, K. Dr Phil., Professor. 14. Botanisk Have Köpenhamn.
 Johansson, Bertil. 26. A.-B. Elektrisk Malmletn. Stockholm C.
 Johansson, Eva, Lärarinna. 34. Målgatan 3 ----- Råsunda.
 Johansson, Karl S. Bergsingenjör. 35. Yxsjö gruvor Nittkvarn.
 Johansson, Simon, Fil. Dr, Statsgeolog. 11 ----- Stockholm 50.
 Jonasson, Olof. Fil. Dr, Docent. 24. Parkudden,
 Keillers Park..... Göteborg.
 Jonson, P. A. Bergsingenjör, Direktör. 97..... Falun.
- *Kallenberg, Sten, Fil. Dr. 08. Manillagatan 18 Örebro.
 Kanerva, Ilmari, Diploming., Fil. Kand. 29. Kanga-
 sala, Lepokoti ----- Finland.
 Karlsson-Ygger, Albert. Ingenjör. 37. Ahrens Mek.
 Verkst., Alströmerg. 20 ----- Stockholm.
 *Kaudern, W. Fil. Dr. 08. Göteborgs Museum..... Göteborg.
 Keilhack, K. Fil. Dr, Professor. 84. Binger-Strasse 59 Berlin-Wilmersdorf.
 Keller, Paul, Dr, Direktor. 28. Institut Humboldt.... Bern, Schweiz.
 Kempe, J. Disponent. 07..... Idkerberget.
 Kempff, S. Statens Lantbruksingenjör. 96 ----- Umeå.
 Kihlstedt, F. Hj. Bergsingenjör. 23. Manila ----- Philippine Islands.
 *Kleen, N. Civilingenjör. 93 ----- Valinge, Jönåker.
 Koch, Lauge, Dr, Forskningsresande. 24. Öster-
 voldgade 7 ----- Köpenhamn.
 Kolderup, C. F. Fil. Dr, Professor. 15 ----- Bergen.
 Kolderup, N. H. Fil. Dr, Amanuens. 21. Museum Bergen.
 Kolmodin, Gustaf, Jägmästare. 36. ----- Orsa.
 Kranck, E. H. Fil. Dr, Professor. 27. Skeppareg. 4 Helsingfors.
 Krantz, J. E. Disponent. 99. Disavägen 3..... Djursholm.
 Krause, P. G. Fil. Dr, Prof. 11. Bismarckstr. 27... Eberswalde.
 Krokström, Torsten, Fil. Dr, Docent. 26. Geol. Inst. Uppsala.
 Kulling, Oscar. Fil. Dr, Docent, e. o. Geolog. 23.
 Östermalmsg. 44 ----- Stockholm.
 Köhler, Alex. Dr. Phil., Prof. 20. Min. Inst. Univ. Wien I.
- Lagerhjelm, P., Bergsingenjör. 36 ----- Finspång.
 *Lagrelius, A. Fil. Dr, Ingenjör, Överintendent. 03.
 Sköldungagatan 3..... Stockholm.
 Laitakari, Aarne. Fil. Dr, Prof., chef för Geol. Komm. 14. Helsingfors.
 Landergren, Sture, Fil. Kand. 23. Palmbladsvägen 4
 Fredhäll..... Stockholm.
 Larsen, Hj. A. Fil. Lic., Amanuens. 23. Järntorget 55 Stockholm.
 Larsson, Walter, Fil. Lic. 34. Geol. Inst. ----- Uppsala.
 *Lehmann, J. Fil. Dr, Professor. 86 ----- Kiel.

- Lidén, R. Fil. Lic. 06. Statens Järnv. geotekn. avd. Stockholm.
 Lindblom, E. D. Civilingenjör. 26. Grönviksvägen 135 Nockeby.
 Lindquist, Bertil, Fil. Dr, Docent. 31. Skogshögskolan..... Experimentalfältet.
 Lindqvist, S. Fil. Dr, Professor. 10 Uppsala.
 Lindroth, G. Fil. Dr, Disponent. 12..... Bispsberg.
 Ljungdahl, Gustaf, Förste Aktuarie, Fil. Dr. 35.
 K. Sjökarteverket..... Stockholm.
 Ljungner, Erik, Fil. Dr, Docent. 20. Börjegatan 19 Uppsala.
 Looström, A. R. Fil. Lic., Assistent. 06. Tekn. högsk. Stockholm.
 Lundberg, H. Bergsingenjör. 18. 740 Dominion Square Building Montreal, Canada.
 Lundberg, S. E. Bergsing., Verkst. Dir. 19. Hälsingborg.
 Lundblad, Karl, Civilingenjör. 24. Sv. Mosskulturforen. Jönköping.
 Lundegren, Alf, Fil. Dr. 28. Folkhögskolan Malung.
 *Lundqvist, E. Disponent. 16 Falun.
 Lundqvist, G. Fil. Dr, Statsgeolog. 17..... Stockholm 50.
 Lundqvist, M. Kartredaktör. 19. A.-B. Kartografiska Institutet, Vasagatan 16 Stockholm.
 Lupander, Kurt, Fil. Mag. 29. Mariegatan 21 A ... Helsingfors.
 Lönnberg, Egil, Fil. Lic. Intendent. 26 Jönköping.
 Löwenhielm, H. Bergsingenjör. 12. Långnäs Tjärnäs.
- *Madsen, V. Fil. Dr, f. d. Direktör för Danmarks Geol. Unders. 89. Kastanievej 10..... Köpenhamn.
 Magnell, Kjell, Kapten, 22 Djursholm.
 Magnusson, J. Herman, Ingenjör, Disponent. 21... Katrineholm.
 Magnusson, N. Fil. Dr, Docent, Statsgeolog. 17.
 Styrelseledamot..... Stockholm 50.
 Malmquist, David, Fil. Lic. 26. Bolidens Gruv A.B. Stockholm.
 Malmström, C. Fil. Dr, Docent. 10. Sturegatan 52 ... Stockholm.
 Martin, L. O. Teknolog. 33. Tekn. Högsk. Stockholm.
 Matton, Carl M. Civiling. 34. Sv. Diamantbergborrn. A.-B. Kungsgatan 44 Stockholm C.
 Mattson, Arne, Civiling. 34. Engelbrektsg. 12 a... Västerås.
 Meier, Otto, Dr. Phil. 20. A.B. Elektrisk Malmletn. Stockholm C.
 Mellis, Otto. Priv. Doz. 37. L. U. Mineralogijas inst. Kronvalda bulv. 4 Riga.
- *Miers, Sir Henry A. Vice Chancellor of University. 94 18 Aberdare Gardens, West Hampstead..... London, N. W. 6.
 *Milthers, V. Cand. Polyt., f. d. Statsgeol. 98. Jernbane Alle 66 Köpenhamn-Vauløse.
 Mogensén, Fredrik, Bergsingenjör. 25..... Ludvika.
 Mohrén, Erik, Fil. Lic., Amanuens. 32. Geol. Inst. Lund.
 Molin, Kurt, Lektor. 34. Örebro.
 Mossberg, K. E. Bergsingenjör. 03 Ludvika.
 Munck, Solveig. Mag. Scient. 32. Østervoldg. 7... Köpenhamn.
 Munthe, H. V. Fil. Dr, Professor, f. d. Statsgeolog. 86 Djursholm 2.
 von zur Mühlen, L. Fil. Dr, Professor. 15. Geol. Berlin-Char- Inst. der Techn. Hochschule. Berlinerstrasse 170/72 lottenburg.

Mårtenson, S. Fil. Kand., Seminariektor. 06.....	Växjö.
Mäkinen, E. Fil. Dr. 11	Outukompu, Finland.
Mörtsell, Sture, Bergsingenjör. 20. Bolidens Gruv-A B.	Skelleftehamn.
*Nachmanson, A. Direktör. 16. Kungsträdgårdsg. 10	Stockholm.
Nannes, G. Fil. Dr. Direktör. 96. Svarttorp	Järna.
Nathorst, H. Gruvingenjör vid Jernkontoret. 03. Hol- ländaregat. 27	Stockholm.
Nauckhoff, S. Överingenjör. 17.	Gyttorp
Nelson, H. Fil. Dr, Professor. 10	Lund.
Nilsson, Erik, Fil. Dr, Folkhögskollärare. 22	Västerhaninge.
Nilsson, M. Ingenjör. 29. Skånska Cement	Limhamn.
Nilsson, Ragnar, Postassistent. 20. Stallmästare- gatan 3 B ^{II}	Malmö.
Nilsson, Tage. Fil. Dr. 27. Samskolan	Djursholm.
*Nisser, W. Fil. Kand., Disponent. 05	Grycksbo
*Nobel, L. Ingenjör. 99	Djursholm.
Noe-Nygård, Arne. Dr Phil. 31. Østervoldg. 7...	Köbenhavn.
Nordenskjöld, I. Fil. Dr, Lektor. 98	Berås.
Nordhagen, Rolf, Professor. 20. Museum.....	Bergen.
Nordquist, P. Länsveterinär. 37.....	Mora.
Nordquist, Sigfrid, Fil. Mag. 19. Kungbäcksvägen 5	Gävle.
Nordström, Allan, Bergsingenjör. 24. A. B. Elektrisk Malmletn., Kungsgatan 44	Stockholm C.
Norelius, O. f. d. Bergmästare. 86	Äppelviken.
Norin, Erik. Fil. Dr, Docent. 14. Geol. Inst.....	Lund.
Norin, Rolf, Fil. Dr, Docent. 29	Höganäs.
Norström, Edvard, Bergsingenjör. 25. A.-B. Elek- trisk Malmletn. Kungsgatan 44	Stockholm C.
Nyberg, Viktor, Fil. Kand. Läroverksadj. 31	Hälsingborg.
Nybom, Fr. Ingenjör. 99	Lindesberg.
Nyström, E. Fil. Dr, Professor. 19. 2 Tung Changan Ave.....	Peiping, Kina.
Odhner, N. Fil. Dr, Museiassistent. 10. Riksmuseum	Stockholm 50.
Olsson, J. Förste byråingenjör. 15. Tre liljors plan 1	Stockholm.
Ording, Asbjörn, Forstkandidat. 34	Aas, Norge.
Orton, B. Bergsingenjör. 03.....	Stocksund.
Osvald, H. Fil. Dr, Professor. 15. Ultuna	Uppsala.
*Oxaal, J. Cand. Real. Direktör. 12	Saude, Ryfylke.
Palén, A. G. P. Övering. 03. Tattby.....	Saltsjöbaden.
Palmgren, J. Fil. Dr, Doc., Lärov.-adj. 00	Uppsala.
Palmqvist, Sven, Fil. Dr. 32. Geol. Inst.....	Lund.
Parsons, A. L. Professor. 27. Royal Ontario Museum	Toronto 5.
Pehrman, Gunnar, Fil. Dr. 30. Åbo Akademi.....	Åbo.
Petersson, Sven, Bergsingenjör. 29. Sv. Diamant- bergbornn. A.B. Kungsgatan 44.....	Stockholm C.
Popoff, Boris, Professor. 22. Popoffstrasse 8.....	Riga.
*von Post, L. Fil. Dr, Professor. 02. Stockholms Högsk.	Stockholm 6.

- Proffe, Bo, Fil. Kand. 31. Myntgatan 35..... Falun.
 Puke, Carl, Fil. Stud. 34. Alviksvägen 40..... Äppelviken.
- *Quensel, Percy D. Fil. Dr, Professor. 04. Stockholms
 högskola..... Stockholm 6.
- Rauff, H. Fil. Dr, Professor. 96. Leibnitzstrasse 91 Charlottenburg 2.
 Ravn, J. P. J. Mus.-insp. Doc. 99. Østervoldgade 7 Köpenhamn.
 Regnell, Gerhard. Amanuens. 37. Geol. Inst.... Lund.
 *Rengmark, Folke, Fil. Lic. 27..... Stockholm 50.
 Renwall, Aage. Fil. Mag. 37. Esbo..... Finland.
 Reuterskiöld, A. Fil. Kand. 16. Birkagatan 3 ... Stockholm.
 Rocén, Th. Fil. Dr, Rektor. 14..... Motala.
 Rosén, Seth. 19..... Buenos Aires.
 Rosendahl, Halvor, Konservator. 30. Trondhjems-
 vejen 23..... Oslo.
 Rosenkrantz, Alfred, Cand. Polyt., Docent. 29.
 Østervoldgade 7..... Köpenhamn.
 Rothelius, Ernst, Bergsingenjör. 29. Västerled 8 Äppelviken.
 Rudeberg, Gillis, Fil. Lic. 24. Box 236..... Stockholm.
 Rutberg, Karl, Bergsingenjör. 31..... Ludvika.
 Rydbeck, Otto, Fil. Dr, Professor. 29..... Lund.
- Sahlbom, Naima, Fil. Dr. 94. Eriksbergsg. 13... Stockholm.
 Sahlin, C. A. Fil. Dr, Disponent. 91. Stockholmsvägen 9 Djursholm.
 Sahlstein, Ture, Fil. Kand. 29. Univ. Geol. Inst. Helsingfors.
 *Sahlström, K. E. Fil. Dr, Sekreterare v. Sveriges geol.
 unders. 08. *Föreningens skattmästare*..... Stockholm 50.
 Saksela, Martti. Fil. Dr, Statsgeol. 23. Geol. Komm. Helsingfors.
 Samuelson, F. G. Disponent. 98..... Vargön.
 *Samuelsson, G. Fil. Dr, Professor. 07. Riksmuseum Stockholm 50.
 *Sandegren, R. Fil. Dr, Statsgeolog. 10. *Föreningens*
ordförande..... Stockholm 50.
 Sandell, Arne, Fil. Mag., Amanuens. 36. Geol. Inst. Lund.
 Santesson, G. Kapt. 24. Rikets allm. kartverk... Stockholm 10.
 Sauramo, M. Fil. Dr, Professor. 21. Geol. inst. Univers. Helsingfors.
 *Sernander, J. R. Fil. Dr, Professor emeritus. 88.... Uppsala.
 Sidenvall, K. J. F. Kommerseråd. 99..... Djursholm.
 Sjögren, O. Fil. Dr, Lektor. 05. Valevägen 51..... Djursholm 2.
 *Smith, H. H. Bergsingenjör. 93. Cam. Collets vej 6 Oslo.
 *Sobral, José M. Fil. Dr. 08. Avenida de los Incas 3020 Buenos Aires.
 Soikero, J. N. 13. Orimattila..... Finland.
 *Staudinger, R. Fil. Mag., Assessor. 97..... Helsingfors.
 Stenberg, K. Ingenjör. 17. Brahegatan 32^{II}..... Stockholm.
 Stollenwerk, E. W. Bergsingenjör. 03..... Ämmeberg.
 Strandmark, J. E. Fil. Dr, Folkhögskoleförest. 10... Grimslov.
 Sundberg, Karl, Bergsingenjör, Direktör. 23. A.-B.
 Elektrisk Malmletn. Kungsgatan 44..... Stockholm C.
 Sundholm, O. H. Gruvingenjör vid Bergsstaten. 93... Djursholm.
 Sundius, N. Fil. Dr, Statsgeolog. 08..... Stockholm 50.

- Svanberg, E. G. Bergsingenjör. 07..... Nora.
 Svanholm, J. W. Ingenjör. 35. Manila..... Philippine Islands.
 Svedberg, S. B. Fil. Lic., Lektor. 21. Laboratorieg. 3 Göteborg.
 Svensson-Fredriksson, F. W. Svarvare. 28. Mörby-
 vägen 17 Nynäshamn.
 Säve-Söderbergh, Gunnar. Fil. Lic., Professor. 29 Uppsala.
- *Tamm, O. Fil. Dr, Docent. 12 Experimentalfältet.
 Tanner, V. Fil. Dr, Professor. 05 Grankulla, Finland.
 *Tegengren, F. R. Fil. Lic. 07. Mörby..... Stocksund.
 Thomson, Paul, Dr rer. nat., Privatdocent. 28.
 Kaupmebe 11 a. K. 6 Tallinn, Estland.
 Thordeman, Bror, Kapten. 29. Gen. Lit. Aust. ... Stockholm.
 Thorné, S. G. Bergsingenjör. 21. Bolidens gruv-A.-B. Boliden.
 Thorslund, Per, Fil. Lic., E. o. geolog. 29 Stockholm 50.
 Thunmark, Sven. Fil. Lic., Assistent. 26. Sala-
 gatan 29 A Uppsala.
 Thäberg, Carl Th. Disponent. 21. Nordisk Roto-
 gravyr Stockholm 1.
 Tiberg, B. Bergmästare. 15..... Falun.
 *Tillberg, E. W. Bergsingenjör. 00. Linnégatan 48 A Stockholm.
 *Tolmachow, I. P. Professor. 03. Carnegie Museum Pittsburg, Pa.
 Torell, O. Bergsingenjör, Direktör. 94 Ämmeberg.
 Troedsson, G. T. Fil. Dr, Docent. Lektor. 11.
 Föreningens sekreterare..... Djursholm 2.
 Trotzig, Peter, Dr, Ing. 34. Artillerigatan 36 Stockholm 5.
 Törnqvist, John, Bergsingenjör. 25 L.K.A.B. Box 43. Kiruna.
- *Vogt, Th. Fil. Dr, Professor. 16 Trondheim.
 de Vries, T. Bergsingenjör. 31. Stanleyville, P. R. Congo Belge.
 Värynen, H. A. Fil. Dr, Statsgeolog. 14. Geol. komm. Helsingfors.
- Wærn, Bertil, Fil. Stud. 36. Sysslomansg. 9..... Uppsala.
 *Wahl, W. Fil. Dr, Professor. 03. Hamngatan 5 ... Helsingfors.
 Wahlgren, E. Fil. Dr, Lektor. 12..... Malmö.
 Wallin, G. Direktör. 93 Djursholm.
 Wallroth, K. G. Bergsingenjör, Disponent. 21 Persberg.
 *Wanjura, F. R. J. Bergsingenjör. 14 Morgongåva.
 Warburg, Elsa, Fil. Dr, Docent. 10. Geol. inst. ... Uppsala.
 Wegmann zur Hagar, Eugen C. Dr. 27. Bocksriet Schaffhausen.
 Weiler, G. Fil. Dr. 21. Rocksjögatan 2 Jönköping.
 Wenner, Carl-Gösta, Fil. Stud. 35. Sthlms Högsk. Stockholm 6.
 Wersén, Gustaf, Statshydrograf. 18. Statens Meteorol-
 Hydrograf. Anst. Stockholm 8.
 Weslien, J. G. H. Bergsingenjör. 18..... Långbanshyttan.
 Wesslau, Eric, Bergsingenjör, Disponent. 19 Boliden.
 *Westergård, A. H. Fil. Dr, Statsgeolog. 01 Stockholm 50.
 Westlund, E. Gruvingenjör. 16. Promenaden 29... Falun.
 Wickman, F.-E. Fil. Kand. 37. Dalag. 36 Stockholm.
 Wickman, Åke, Ryttmästare. 21. Gen. Lit. Anst. .. Stockholm.

Wikström, C. Fil. Kand., Grosshandlare. 06. Strandvägen 80	Stockholm.
*Wiman, C. Fil. Dr, Professor emeritus. 89.....	Uppsala.
Wiman, E. Fil. Dr, Lektor. 21. Norra Torget 3	Kristinehamn.
*Winge, K. Fil. Lic., f. d. Bergsskolerektor. 94.....	Lidingö 1.
Wirén, Einar, Fil. Dr. 21	Lundsbergs skola.
Woldstedt, P. Fil. Dr, Landesgeologe. 26. Invalidenstr. 44	Berlin N. 4.
Ygberg, Erik. Fil. Kand. 21. S. G. U.....	Stockholm 50.
Yngström, L. Direktör. 12	Sandviken.
Zans, Verners, Cand. rer. nat. 36. L. U. geologijas institūts Baznīcas iela 5—18.	Riga.
Žemaitis, Mečys, Assistent. 34. Landwirtschaftl. Akademie	Dotnuva, Litauen.
Zenzén, N. Fil. Lic., Museiasistent. 04. Riksmuseum	Stockholm 50.
Zimmermann, E. Fil. Dr, Professor. 98. Invalidenstrasse 44	Berlin. N. 4.
Åberg, Märta, f. Rubin. Fru. 94. Skåneg. 51....	Stockholm.
Åkerblom, D. Fil. Mag., Läroverksadj. 13. Kungsg. 12	Hudiksvall.
Ödman, Olof, Fil. Lic., Dr Ing. 25	Boliden.
Öster, Johannes, Fil. Lic. 30. Höganäsgatan 4 D	Uppsala.

Föreningen räknar den 1 januari 1938:

Förste Ledamot.....	1.
Korresponderande Ledamöter.....	20.
Ledamöter.....	381.

Summa 402.

Invald Ledamot den 13 januari 1938:

Brotzen, Fritz. Dr Phil., Riksmuseum.....	Stockholm 50.
---	---------------

Geologiska Föreningen

överlämnar sina Förhandlingar till följande institutioner, föreningar, sällskap.

- | | |
|-------------------|--|
| Stockholm. | <i>K. Jordbruksdepartementet.</i> |
| | <i>K. Ecklesiastikdepartementet.</i> |
| | <i>Jernkontoret.</i> |
| | <i>Sveriges geologiska undersökning.</i> |
| | <i>Statens meteorologisk-hydrografisk anstalt.</i> |
| | <i>Statens skogsförsöksanstalt.</i> |
| | <i>K. Kommerskollegium.</i> |
| | <i>K. Vetenskapsakademien.</i> |
| | <i>Riksmusei zoo-paleontologiska avdelning.</i> |
| | <i>Riksmusei mineralogiska avdelning.</i> |
| | <i>Stockholms högskolas geologiska institut.</i> |
| | <i>Stockholms högskolas mineralogiska institut.</i> |
| | <i>Stockholms högskolas geografiska institut.</i> |
| | <i>Tekniska högskolans bibliotek.</i> |
| | <i>Tekniska Högskolans Inst. för vägbyggnad etc.</i> |
| | <i>K. Vitterhets-, historie- och antikvitetsakademien.</i> |
| | <i>Svenska Sällskapet för antropologi och geografi.</i> |
| | <i>Svenska teknologföreningen.</i> |
| | <i>Svensk botanisk förening.</i> |
| | <i>Svenska skogsvårdsföreningen.</i> |
| | <i>Svenska turistföreningen.</i> |
| Göteborg. | <i>Göteborgs högskolas geografiska institution.</i> |
| Jönköping. | <i>Svenska mosskulturföreningen.</i> |
| Lund. | <i>Geologiska institutionen.</i> |
| | <i>Geografiska institutionen.</i> |
| Uppsala. | <i>Universitetsbiblioteket.</i> |
| | <i>Geologiska institutionen.</i> |
| | <i>Naturvetensk. studentsällskapets sektion för geologi.</i> |
| | <i>Geografiska institutionen.</i> |
| | <i>Paleontologiska institutionen.</i> |
| <hr/> | |
| Aas. | <i>Norges Landbrukshögskoles Bibliotek.</i> |
| Adelaide. | <i>Royal Society of South Australia.</i> |
| Albany. | <i>New York State Library.</i> |
| Baltimore. | <i>Maryland Geological Survey.</i> |
| Basel. | <i>Universitätsbibliothek.</i> |
| Bergen. | <i>Bergens Museum.</i> |
| Berkeley. | <i>University of California.</i> |

- Berlin.** *Preussische Geologische Landesanstalt.
Deutsche Geologische Gesellschaft.
Gesellschaft für Erdkunde.
Gesellschaft naturforschender Freunde.*
- Bern.** *Geologisches Institut der Universität.*
- Bonn.** *Naturhist. Verein d. preuss. Rheinlande u. Westfalens.*
- Bordeaux.** *Société Linnéenne.*
- Bremen.** *Naturwissenschaftlicher Verein.*
- Breslau.** *Geologisches Institut der Universität.*
- Bruxelles.** *Musée Royale d'Histoire naturelle.*
- Budapest.** *A magyar kiralyi Földtani Intezet könyvtaranak.
Hydrologische Sektion d. Ungarischen Geol. Gesellsch.
Magyar Nemzeti Museum.*
- Buenos Aires.** *Instituto Geografico Argentino.
Direccion General de Minas Geologia e Hidrologia.
Museo Nacional de Historia Natural.*
- Buffalo.** *Society of Natural Sciences.*
- Bukarest.** *Institutul Geologic al Romaniei.
Société Roumaine de Géologie.*
- Calcutta.** *Geological Survey of India.
Geological Mining and Metallurgical Society of India.*
- Cambridge.** *Department of Mineralogy and Petrology Univ.*
- Canton.** *Geol. Surv. of Kwangtung & Kwangsi.*
- Chapel Hill.** *Univ. of N. Carolina Library.*
- Chicago.** *John Crerar Library.*
- Cleveland, Ohio.** *Western Reserve University.*
- Cluj (Clausenburg).** *Museul Geologic-mineralogic al universitatii.*
- Columbus.** *American chemical society.*
- Danzig.** *Naturforschende Gesellschaft.*
- Darmstadt.** *Hessische geologische Landesanstalt.*
- Delft.** *Geologisch mijnbouwkundig Genootschap.*
- Dorpat.** *Naturforscher Gesellschaft bei der Universität.
Geological Institution of the University.*
- Edinburg.** *Geological survey of Scotland.
Geological Society.*
- Elberfeld.** *Naturwissenschaftlicher Verein.*
- Frankfurt a/M.** *Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft.*
- Freiberg.** *Bergakademie.
Sächsische geologische Landesanstalt.*
- Freiburg i. Br.** *Universitäts-Bibliothek.*
- Genève.** *Société de Physique et d'histoire naturelle.*
- Glasgow.** *Geological Society.*
- Graz.** *Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark.*
- Greifswald.** *Geographische Gesellschaft.
Geol. Paleont. Inst. der Univ.
Naturwiss. Verein f. Neu-Vorpommern u. Rügen.*
- Göttingen.** *Universitäts-Bibliothek.*
- Halifax.** *Nova Scotian Institute of Natural Sciences.*
- Halle.** *Sächsisch-Thüringischer Verein für Erdkunde.
Leop. Carol. Akademie der Naturforscher.*

- Hamburg.** *Mineralogisch-geologisches Institut.
Staats und Universitätsbibliothek.*
- Havre.** *Société géologique de Normandie.*
- Heidelberg.** *Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität.*
- Helsingfors.** *Geologiska Kommissionen.
Geografiska sällskapet.
Universitetets geografiska inrättning.
Universitetets Mineralkabinett.
Hydrografiska Byrån.
Finska forstsamfundet.
Finska Fornminnesföreningen.*
- Jena.** *Mineralogisches und geologisches Institut.*
- Johannisburg.** *Geological Society of South Africa.*
- Kiel.** *Naturwissenschaftl. Verein für Schleswig-Holstein.*
- Kiew.** *Académie des Sciences.*
- Kraków.** *Akademia umiejtnosci.*
- Königsberg.** *Physikal.-ökonomische Gesellschaft.*
- Köpenhamn.** *Danmarks geologiske Undersøgelse.
Dansk geologisk Forening.
Universitetets mineralogiske Museum.
Det Kongl. Danske Geogr. Selskab.
Universitetets geografiske Laboratorium.*
- Lausanne.** *Société Vaudoise des Sciences Naturelles.*
- Leeds.** *Yorkshire Geological Society.*
- Leiden.** *Rijks Geologisch-mineralogisch Museum.*
- Leipzig.** *Deutsches Bücherei.
Sächsische Akademie der Wissenschaften.*
- Leningrad.** *Comité géologique de Russie.
Académie des Sciences.
Musée géologique et minéralogique.
Société Minéralogique.
Société paléontologique de Russie.*
- Liège.** *Société géologique de Belgique.*
- Lille.** *Société géologique du Nord.*
- Lima.** *Sociedad Geológica del Peru.*
- Lissabon.** *Servico geologico de Portugal.*
- Liverpool.** *Geological Society.*
- London.** *Geological survey and museum.
Geological Society.
Geologists' Association.
The Science Library.*
- Madison.** *Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters.*
- Madrid.** *Instituto Geológico de España.*
- Manchester.** *Geological Association.*
- Mexico.** *Instituto Geologico de Mexico.*
- Minneapolis.** *University of Minnesota.*
- Montreal.** *Mc Gill University.*
- Moskva.** *Société des Naturalistes.
Staatl. Wissenschaftl. Bibliothek.
Library of the Institut. of Econ. Mineralogy.*

München.	<i>Bayerische Akademie der Wissenschaften.</i>
Nanking.	<i>Geological society of China.</i>
Newcastle.	<i>Institute of Mining and Mechanical Engineers.</i>
New Haven.	<i>American Journal of Science.</i>
New York.	<i>Academy of Sciences.</i> <i>American Museum of Natural History.</i>
Oslo.	<i>Norges geologiske Undersøkelse.</i> <i>Mineralogisk-geologisk museum.</i> <i>Universitetets Oldsakssamling.</i>
Ottawa.	<i>Geological Survey of Canada.</i>
Paris.	<i>Société géologique de France.</i> <i>Société française de minéralogie.</i> <i>Ecole nationale des mines.</i>
Penzance.	<i>Royal Geological Society of Cornwall.</i>
Perth.	<i>Geological Survey of Western Australia.</i>
Philadelphia.	<i>Academy of natural Sciences.</i>
Pisa.	<i>Società Toscana di scienze naturali.</i>
Port Artur.	<i>Ryojun College of Engineering.</i>
Poznań.	<i>Instytut Geograficzny Uniwersytetu.</i>
Praha.	<i>Smichov Statně Geologický Ustav.</i>
Rennes.	<i>Société géologique et minéralogique de Bretagne.</i>
Riga.	<i>Naturforscher-Verein.</i>
Rochester.	<i>Rochester Academy of Sciences.</i>
Rock Island.	<i>Augustana College.</i>
Roma.	<i>R. Ufficio geologico d'Italia.</i> <i>Società geologica Italiana.</i> <i>R. Accademia dei Lincei.</i>
Rostock.	<i>Verein d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg.</i>
San Diego.	<i>Society of Natural History.</i>
San Francisco.	<i>California Academy of Sciences.</i>
São Paulo.	<i>Commissao geografica e geologica.</i>
Sapporo.	<i>Departm. of Geology and Mineralogy.</i>
Sofia.	<i>Bulgarische Geologische Gesellschaft.</i>
Strasbourg.	<i>Service géologique.</i>
Sydney.	<i>Geological Survey of New South Wales.</i>
Tallinn.	<i>Estländische literarische Gesellschaft.</i>
Tokyo.	<i>Teikoku-Daigaku.</i> <i>Geological Society.</i> <i>Imperial Geological Survey.</i>
Tomsk.	<i>Comité géologique de Sibérie.</i>
Toronto.	<i>Canadian Institute.</i>
Tromsø.	<i>Tromsø Museum.</i>
Trondheim.	<i>Videnskabselskabets Bibliotek.</i> <i>Den Tekniske Høiskoles Geologiske Institut.</i>
Tübingen.	<i>Oberrheinischer geologischer Verein.</i>
Urbana.	<i>University of Illinois Library.</i>
V. Aker.	<i>Det norske geografiske Selskab.</i>
Vancouver.	<i>Department of Geology. University of Br. Col.</i>
Warszawa.	<i>Service géologique de Pologne.</i> <i>Polnisches archaeologisches Museum.</i>

- Washington.** *U. S. Geological Survey.*
Smithsonian Institution.
Geophysical Laboratory, Smithsonian Institution.
- Wellington.** *Dominion Museum.*
New Zealand Geological Survey.
New Zealand Institute.
- Viborg.** *Det danske Hedeselskab.*
- Wien.** *Geologische Staatsanstalt.*
Geologische Gesellschaft.
Naturhistorisches Hofmuseum.
- Wilno.** *Inst. de géologie de l'Université.*
- Vladivostok.** *Comité géologique d'Extrême-Orient.*
- Voronesh.** *Staats-Universität.*
- Åbo.** *Geologisk-Mineralogiska Institutionen, Åbo Akademi.*
Bibliotheca universitatis fennicæ Aboensis.
-

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 60.

HÄFT. 1.

N:o 412

Kolmårdens Litorinagränser jämte en översikt av nivåförändringarna inom Kolmården.¹

Av

H. THOMASSON †.

(Manusk. inkommet ^{10/12} 1937).

De resultat, som i denna uppsats framläggas, grunda sig på fältarbeten som med kortare avbrott försiggått allt sedan 1922. Då jag blivit förhindrad att fortsätta undersökningarna under de närmaste åren, har jag ansett mig kunna nu framlägga i tryck en redogörelse för nivåförändringarnas gång inom området och gör här början med Litorinagränserna. Understöd till fältarbetena har jag åtnjutit från Vetenskapsakademien år 1929 och framför på grund därav mitt tack. Med glädje erinrar jag mig ock det intresse som ägnats mina undersökningar av prof. H. MUNTHE.

I. Strandlinjer.

Jag har i rubriken icke nöjt mig med att tala om Litorinagränsen utan Litorinagränserna. Naturligtvis avser jag ej därmed alla de strandlinjer som kunna tillskrivas Litorinahavet. Undersökningen och tidsbestämningen av alla dessa skulle bli ett allt för omfattande arbete. Begreppet Litorinagräns låter sig härledas ur en allmänt omfattad åsikt om en transgression i södra Sverige, vilken öppnar den fria förbindelsen med världshavet över Öresund och de danska sunden. Utan tvivel är detta också riktigt, om begreppet södra Sverige starkt begrän-

¹ H. THOMASSON efterlämnade vid sin för tidiga bortgång i oktober 1937 dels manuskript, dels massor av protokoll, diagram m. m. Tyvärr är en icke obetydlig del därav i ett sådant skick, att den oinvidde icke kan fortsätta arbetet. Föreliggande uppsats har THOMASSON själv flera gånger citerat »i manuskript», ehuru det tydligtvis icke ännu var så utarbetat som han önskade. Texten var sålunda helt orättad, tabeller och figurer lågo icke helt samlade. Trots detta ansåg jag det vara till gagn både för forskningen och min avlidne vän, om hans arbete, vilket ingår som ett led i hans stora Kolmårdsundersökning, bleve befordrat till trycket. Jag har därför sammanställt arbetet och gjort det tryckfärdigt. Det bör endast förutskickas, att jag — för undvikande av misstag från min sida — ändrat så litet som möjligt.

G. LUNDQVIST.

sas, ty, såsom av det följande framgår, saknas inom härvarande undersökningsområde alla tecken till en sådan transgression. Det oaktat bibehåller jag ordet Litorinagräns såsom ett kortfattat uttryck för mera betydande och tidsbestämda strandlinjer under Litorinaskedet. Det har så småningom visat sig, att det huvudsakliga intresset koncentreras kring fyra sådana strandlinjer. Den äldsta och som lednivå kanske viktigaste av dessa är bildad just vid den tidpunkt, då saltvatteninströmningen börjar och ekologiska förskjutningar i Östersjöns miljö göra sig märkbara. I lagerföljderna i Kalmartrakten har jag påvisat och ur pollenanalytisk synpunkt definierat tidpunkten för denna viktiga tilldragelse; beteckningen LI avser sålunda i pollendiagrammet Litorinahavets inbrott. Det är ju självklart, att denna nivå måste vara av grundläggande betydelse för definitionen på Litorinatid, Litorinahav och Litorinagräns ej blott för Östersjöns vidkommande utan även för nivåförändringarna vid den svenska västkusten, ett tyvärr allt för litet beaktat sakförhållande. Särskilt beklämmande är det att se, huru på allra sista tiden numera påvisbart oliktidiga strandlinjer under täckmanteln av »Litorinagräns» fått tjänstgöra som isokrona konstanter för den relativa arkeologiska kronologien.

I begreppet Litorinagränser innesluter jag också den strandlinje som i södra Halland (G. ERDTMAN 1921), norra Skåne (U. SUNDELIN 1922), på Öland (G. LUNDQVIST 1928), vid Mossberga (H. THOMASSON 1927, 1935) och på Gotland (L. VON POST 1927) måste tänkas bilda avslutningen på den äldre Litorinatransgressionen i dessa trakter. Det framgick redan av de pollendiagram och profiler som ERDTMAN och SUNDELIN publicerat, att denna transgression ej nådde sitt maximum förrän efter LI, vilket ju förefaller att vara en naturlig sak. Bästa uppfattningen om denna äldre Litorinatransgression får man av lagerföljderna från Resmo mosse (G. LUNDQVIST 1928) och Mästarmyr (L. VON POST 1927). I fortsättningen urskiljer jag denna strandlinje i överensstämmelse med LUNDQVIST såsom den äldre transgressionsgränsen.

Såsom tredje Litorinagräns urskiljer jag den strandlinje som i sydligaste Sverige markerar toppunkten för transgressionen och vars tidställning klarlagts av mig genom undersökningarna vid Kalmarsund och som sedermera bekräftats av G. LUNDQVIST (1928) på Öland och av L. VON POST (1927) på Gotland. Som tidnivå för denna den yngre transgressionens maximum har jag i pollendiagrammen infört L II. Det är i själva verket klart, att man nödvändigtvis ej behöver betrakta de här omnämnda två Litorinatransgressionerna såsom skilda utan såsom samgående och kulminerande vid L II, om man bara förutsätter en kortare paus i landsänkningarna här söderut. Den regression som regi-

streras av de inkilande lakustrina sedimenten är i själva verket helt obetydlig och överstiger vid Mossberga ej 1 m (THOMASSON 1935). Fundamental blir emellertid betydelsen av denna avslutande transgression för Östersjöns hydrografi genom den breda förbindelse söderut som i fullare mått än någonsin låter havets saltvatten intränga och skapa förutsättningar för en diatomacéflora av starkt halin prägel ej bara i Östersjön utan även i kustområdet vid vår västra kust. Topografiskt kommer denna transgressionsgräns att spela en betydande roll i södra Kalmar län, Blekinge, Skåne samt södra och mellersta Halland. I södra Möre är det nämligen denna gräns, som går under namnet Litorinagräns likaväl som på södra Öland. LUNDQVIST har inom sitt undersökningsområde undvikit beteckningen L II för denna yngre transgression. Troligtvis har han föranletts härtill av den åsikt som en gång i tiden framställdes om en yngre Litorinatransgression av RAMSAY (1926). Bortser jag helt och hållet från vad RAMSAY kallar för den äldre stenålderstransgressionens gräns, återgiven i isobaskartan på sid. 23, i vilken han hopkopplar åtminstone två till tiden helt olika strandlinjer, till ett enligt hans mening samtidigt isobassystem framkastar han också hypotesen om en ännu yngre stenålderstransgression under slutet av gånggriftstid, vilken hypotes redan hunnit accepteras av arkeologerna (RYDBECK 1928). Varken Ölandsundersökningarna ej heller de än mera detaljerade undersökningarna från Mossberga ha kunnat bekräfta den.

Såsom fjärde och sista Litorinagräns räknar jag till sist den strandlinje vid c:a 25 m ö. h., som inom mitt undersökningsområde bildar avslutningen av tidsåldern för de keramikförande boplatserna, till vilken de lägsta av de keramikförande boplatserna (Säter IV) äro knutna.

Naturligtvis har det också sitt stora intresse att fastställa den varaktigare strandlinje som föregick Litorinahavets uppkomst. Jag syftar närmast på den transgressionsgräns, som jag kunde påvisa vid Ramsås (THOMASSON 1927) och som jag kallat Mastogloigränsen. Som av det följande kommer att framgå, är det förenat med svårigheter, att här inom Kolmården ange var Östersjöstranden låg under den tid, som förflöt mellan mina pollenanalytiska nivåer M I—M II, men ett närmevärde kunna vi dock utläsa ur det nedan meddelade materialet.

Alla de nu berörda gränserna äro att söka inom ett vertikalområde mellan 25—50 m ö. h. och jag skall här blott redogöra för de strandlinjer som falla inom denna höjdzon. Redan förut har jag i korthet berört några av de viktigaste bland dessa (ENGSTRÖM och THOMASSON 1932). Sålunda ha de båda betydande erosionshaken på 30.5 och 34.5 m ö. h. påvisats i kartsquisser från stenåldersboplatserna vid Åby och Skogslund. Från det senare området ha dessutom de strandvallar som ligga lägre än 30.5 m omnämnts. För att här ge en utförligare bild av de

strandbildningar som här kunna komma i fråga, har jag utvalt sex av mina karterade och tubavvägda profiler, vilka härnedan beskrivas var för sig.

1. Eketorp. Norr om gården Eketorp i Krokeks s:n och omedelbart norr om järnvägen framgår ett stråk av isälvsgrus, i vilket Östersjön haft möjlighet att utarbета ett synnerligen stort antal strandlinjer. De flesta av dessa ligga emellertid ovan 50 m och äro ej aktuella i detta sammanhang. Jag uppskjuter därför att nu publicera den detaljkarta, som uppgjorts över området och nöjer mig med att omnämna de lägre, nu ifrågakommande strandlinjerna. Viktigast bland dessa är ett kraftigt erosionshak på 47 m ö. h., som kan följas en lång sträcka här såväl som på många andra ställen längs Kolmårdsbranten. Vallar som kunna anses ekvivalera detta erosionshak finnas på följande höjder: 47.65, 47.78, 48.4 och 48.79—49.15 m ö. h. Under hakets nivå finnes i detta område endast en obetydlig strandvall på 46.4 m ö. h. Den enda verkligt kraftiga strandlinje man kan tala om här synes mig vara erosionshakets på 47 m.

2. Sjöviksåsen mellan Svintuna och Rossla i Krokeks s:n. På denna ås som löper utmed norra Bråviksstranden finnas flerstädes strandlinjer på växlande höjd. De jag nu avser ligga c:a 500 m väster om Svintuna och hava detaljkarterats. Kraftigast av alla är den vall som följer åskränet på en höjd av 45.8 m ö. h. Någon direkt anknytning till föregående lokal ger emellertid ej denna strandvall. Man måste här räkna med, att platsen ligger 2½ km söder om Eketorp. Den strandvall som på sistnämnda ställe låg 46.4 m ö. h. bör på den sydligare Sjöviksåsen ligga något lägre. Jag förmodar därför, att 45.8 och 46.4 korrespondera med varandra. Under denna krönvall förekomma ett flertal strandbildningar, av vilka här endast nämnas de som föra över till efterföljande lokal. Dessa äro strandvallar på 44.6, 43.5, 43.15 och 42.2 m. Den sistnämnda återfinna vi som högsta strandlinje på lokal 3. Översiktligt ha vi sålunda funnit följande strandbildningar kring den kritiska nivån:

Eketorp	Sjöviksåsen
49.15 strandvall	
48.79 >	
48.4 >	
47.78 >	
47.65 >	
47.0 erosionshak	
46.4 strandvall	45.8 strandvall
	44.6 >
	43.5 >
	43.15 >
	42.2 >

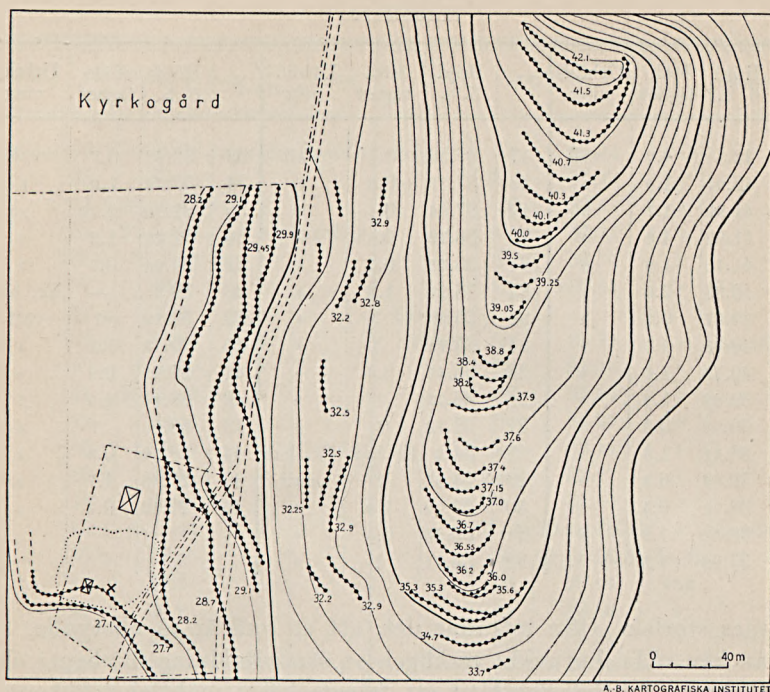


Fig. 1. Strandlinjer på åsen vid Krokeks nya kyrka, Kyrkåsen.¹

3. Kyrkåsen. Med detta namn benämner jag den åsbildning, som ligger omedelbart sydost om Krokeks nya kyrka (fig. 1). I uppsatsen om de nya boplatserna inom Kolmården har jag avbildat en del av densamma i samband med lokalen Skogslund. I tabellen på nästa sida lämnas en översikt över strandbildningarna (i huvudsak vallar) på Kyrkåsen.

I denna anges de preliminärt numrerade strandlinjernas höjd över havet, mäktighet och utbildningsart. Begreppet mäktighet tarvar här en förklaring. En ordinärt utbildad strandvall har ju som regel en mer eller mindre triangulär tvärsektion, vilken jag enligt formen för triangeln $\frac{B \times H}{2}$ tagit som uttryck för vallens mäktighet. B är här vallens bredd och H dess höjd = vertikalavståndet mellan främre foten och krönet. Båda storheterna äro uttryckta i meter. Naturligtvis blir vallens mer eller mindre gynnsamma läge avgörande för dess mäktighetsgrad, men ett numera omfattande detaljmateriel visar dock, att den använda uppskattningsmetoden ger ett gott begrepp om deras

¹ Höjdvärdena på kartan och i tabellen överensstämma ej exakt. Tydligt har THO. MASSON ej hunnit korrigera detta. G. L.

Tabell 1.

Nr	Höjd ö. h.	Mäk- tighet	Utbild- ning	Nr	Höjd ö. h.	Mäk- tighet	Utbild- ning	Nr	Höjd ö. h.	Mäk- tighet	Utbild- ning
1	42.5	4.0	vall	17	37.58	0.4	vall	33	32.68	0.7	vall
2	42.04	1.0	»	18	37.37	0.3	»	34	32.30	1.0	»
3	41.99	1.7	»	19	37.04	0.4	»	35	31.86	0.15	»
4	41.82	4.8	»	20	36.72	0.9	»	36	31.27	1.2	»
5	41.16	1.9	»	21	36.51	0.8	»	37	31.04	0.7	»
6	40.88	2.9	»	22	36.20	1.5	»	38	30.3	—	Er. hak
7	40.67	0.6	»	23	35.83	?	»	39	30.19	?	vall
8	40.43	1.0	»	24	35.71	?	»	40	29.83	1.1	»
9	40.16	1.0	»	25	35.41	0.6	»	41	29.65	0.9	»
10	39.82	1.3	»	26	35.22	?	»	42	29.10	1.5	»
11	39.58	0.2	»	27	35.13	?	»	43	28.85	?	»
12	39.41	1.8	»	28	34.3	Er. hak	Er. hak	44	28.12	0.9	»
13	39.04	6.4	»	29	34.67	?	vall	45	27.83	1.7	»
14	38.51	0.4	»	30	34.00	1.0	»	46	27.12	0.2	»
15	38.36	1.2	»	31	33.43	0.5	»				
16	37.92	1.3	»	32	33.01	?	»				

inbördes storlek. Ofta inträffar det, att en vall är så obetydlig, att tvekan kan råda, huruvida verkligen en strandbildning föreligger eller ej. I sådana fall har jag låtit ett frågetecken i mäktighetskolumnen ange denna min tvekan.

Tabell 1 ger en god överblick av det förvånansvärt stora antalet vallar, som kommit till utbildning mellan åsens krön och 27 m:s kurvan — ej mindre än 44 stycken, fastän blott ett fåtal nå någon större mäktighet. Jag bortser då från vall 42.5, vilken sannolikt motsvarar 42.2 på Sjöviksåsen. Den ligger som krönvall och har såsom sådan alla förutsättningar att bli kraftigt utbildad. En särställning intaga bland de övriga n:r 4 och 13 på respektive 41.82 och 39.04 meters höjd över havet. Avgjort betydelsefullare äro emellertid de båda erosionshaken på 30.3 och 34.3 m ö. h., vilka jag redan förut omnämmt. Deras höjd är emellertid ej fullt exakt, enär de kunna sänka sig någon meter åt skyddade lägen. Ett särskilt omnämnande förtjänar även n:r 45 på 27.83 m ö. h. ty innanför dess krön ligger boplatsen Skogslund, som innehåller keramik tillhörande stilart Säter II.

4. S y d å s e n. Så kallar jag det åsparti, som ligger omedelbart norr om Sandvikens brygga i Krokeks s:n. Här finnas några strandlinjer, som komplettera föregående lokal. Jag hänvisar till vidstående tabell 2, där deras höjd är angiven.

5. K v a r n å s e n. Denna ligger c:a 300 m väster om Kyrkåsen och på västra sidan av Svintuna å. Som av tabell 2 framgår är den

Tabell 2.

Lokal	Nr	Höjd ö. h.	Ut- bildn.	Anm.	Lokal	Nr	Höjd ö. h.	Ut- bildn.	Anm.	
Kvarnåsen	32 ?	33.13-33.25	vall	Kraftig	Sydåsen	29	34.74	vall		
	33	32.75	»			29 a	34.49	»		
	34	32.25-32.4	»			30	33.96	»		
	35	31.65-31.7	»	Kraftig		30 a	33.74	»		
	36	31.2-31.45	»			31	33.39	»		
	37	30.9	»			32	32.94	»		
	37 a	30.8	»			Storm- bäcken				
	39	30.15	»				26	35.23	»	Kraftig
	40	29.7-29.8	»				29	34.76	»	
	41	29.25-29.4	»				30	33.90	»	
	42	29.05	»				31	33.29	»	
	43	28.75	»				34	32.44	»	
	43 a	28.6	»				34 a	32.07	»	
	44	28.15	»				36 ?	31.52	»	
	45	27.95	»				37-39	30.24-30.97	»	Kraftig
	45 a	27.45	»				38	29.82-30.24	Er. h.	
	46	27.2	»			40	29.94	vall		
	47	26.7	»			43	28.56	»		
	48	26.25	»			44	28.34	»	Kraftig	
49	24.5	Er. h.		46	27.30	»				
50	24.3	vall		49	25.17-25.36	»	Krafti- gast			
53	22.7	»		51	23.86	»				
				52	23.47	»				
				53?	22.49	»				

synnerligen rik på strandvallar, vilka i de flesta fall ha sin motsvarighet på Kyrkåsen och homologerna ha då samma nummerbeteckning hämtad från den senare lokalen. I de fall då en identifiering ej låter sig göra, har jag i nummerkolumnen försett dessa fristående strandlinjer med underbeteckningar ur lilla alfabetet. Av vikt är, att den nya lokalen ger en hel del strandlinjer nedanför 27 meters kurvan, men av dem är blott en enda av betydelse, nämligen det erosionshak som ligger 24.5 m ö. h. Samma strandbildning har jag omtalat från Åby-boplatsen (ENGSTRÖM och THOMASSON 1932). På efterföljande lokal skola vi återfinna den som vall.

6. Stormbäcken. De strandbildningar som här avses ligga alla utefter den väg, som leder från Bråviksstranden förbi gården Stormbäcken mot Östanå i Kvarsebo s:n. En detaljkartering av detta område har ännu ej utförts men kommer att utföras då inom detsamma upptäckts ett flertal keramikboplatser. Ännu föreligger sålunda endast höjdvägning av strandlinjerna och resultatet framgår av tabellen. Kraftigast av alla strandvallar är den vars krön ligger på 25.36 m och

som motsvarar det förut omtalade erosionshaket på 24.5 m ö. h. Synnerligen vackert är även strandhaket n:r 38 vid 30 meters kurvan. Sammanfattas de ovan framlagda detaljuppgifterna, så kan man med skäl framhålla, att antalet strandlinjer mellan 25—50 m ö. h. är mycket stort, men att endast ett fåtal nå den utbildning att de kunna sägas vara genomgående och av betydelse. Dessa äro då följande: erosionshaket på 47 m, eventuellt vallarna på 41.82 och 39.04 m samt erosionshaken på 34.5, 30.5 och 24.5 (motsvarande vall på 25.36) m ö. h. Det är desto nödvändigare att urskilja dessa, eftersom man vid dateringen måste med hänsyn till uppgiftens krävande art inskränka sig till de viktigaste uppehållen i strandförskjutningen. Det är också närmast dessa strandlinjer, vars tidsställning i det följande kommer att diskuteras.

II. Lagerföljder.

Önskligt hade varit, att de för tidsbestämningen undersökta lagerföljderna erhållits från de på strandlinjer undersökta områdena eller deras omedelbara grannskap. Tyvärr har detta ej gått för sig, då de flesta av de undersökta torvmarkerna måst sökas på ett betydande avstånd norr härom. Nordslutningen mot Bråviken är ej topografiskt ägnad att hysa torvmarker på den här ifrågakommande höjden. Emellertid äger man ändå möjligheter att inom tillräckligt skarpa gränser reducera höjdvärdena för dessa nordliga lokaler så, att de kunna utnyttjas till att instänga de här åsyftade strandbildningarna. Vid redogörelsen för lagerföljderna börjar jag med de högst belägna.

Östanå (49.29 m ö. h.).

Den här åsyftade torvmarken är belägen omedelbart väster om Östanå i Kvarsebo s:n och på det geol. kartbladet »Nyköping». Mossplanet ligger på 50 m över havet men det odlade laggparti, från vilket avloppet utgår på blott 49.29 m. Måhända har denna nivå en gång i tiden angivit bäckenets naturliga passpunkt. Nu är avlopps bäcken dels grävd och dels går den omedelbart sedan den lämnat torvmarken genom en i sand och grus djupt nedskuren ravin, och denna erosion kan åtminstone ha ägt rum efter isoleringen. Avgörande för passpunktens ursprungliga läge synes emellertid vara, att en kraftig strandvall går fram omedelbart intill ravinen och försvinner just inom ravinområdet. Då krönet av denna vall ligger 49.29 m ö. h. så förefaller det högst sannolikt att denna en gång i tiden dämt upp den innanför liggande svackan och mer eller mindre fullständigt isolerat en lagunsjö. För övrigt finnas vallar på 46.74, 47.3 och 48.64 m samt en renspolad blockzon (ispressad?) mellan

47.0—47.5 m ö. h. Dessa vågar jag emellertid ej sätta i samband med förut omnämnda strandlinjer.

Lagerföljden är uppifrån räknat:

- a 75 cm Vitmosstorv, lågförmultnad.
 b 100 » Kärrtorv med starr och *Menyanthes*.
 c 75 » kärrtorv med starr och *Menyanthes*.
 d 22 » Fräkentorv.
 e 8 » Vasstorv med starr.
 f 85 » Gyttja, grågrön och med frukter av *Potamogeton*.
 g 20 » Lergyttja, ljus grågrön.
 h 15 » Lera grå.
 i 5 » + Sand.

Vid ytligt betraktande av profilen förefalla leran och sanden att vara av baltiskt ursprung. Ett upptill avbrutet pollendiagram meddelas i fig. 2. Alkurvan tar i diagrammet sin början med prov 27. I överensstämmelse med förhållandena i Kalmartrakten (THOMASSON 1927) förlägger jag alltså min nivå A IV till detta prov. Det kraftiga tallmaximet i prov 24 måste respresentera nivå L I, vilket tydligare framgår av efterföljande diagram. Förläggningen av M I och M II blir däremot mera schematisk, enär pollendiagrammet under denna tid är så sammanträngt. De i pollendiagrammet införda små bokstäverna beteckna, vad jag anser vara isokrona nivåer. Den viktiga transgressionsnivån vid L II kan man ej direkt överflytta från Kalmar-

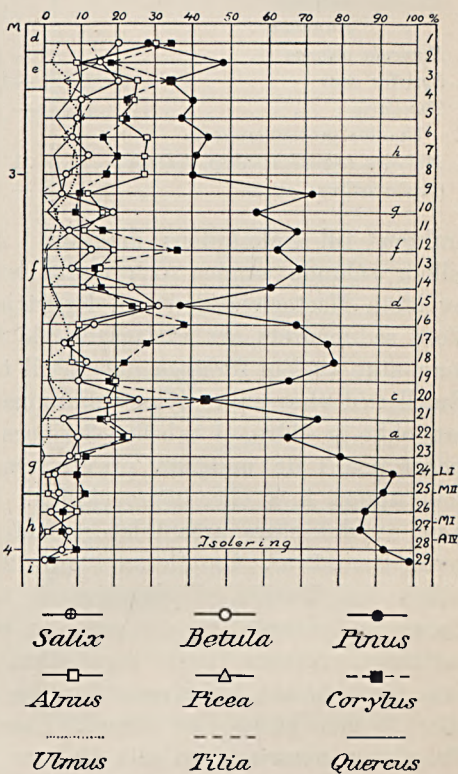


Fig. 2. Pollendiagram från lagerföljden vid Östanå.¹ Isoleringen motsvarar 49.29 m. ö. h.

¹ I detta och följande pollendiagram är ekblandskogskurvan ej inritad. Jag har ej velat komplettera detta, då jag vet, att THOMASSON principiellt var emot medtagandet av denna kurva.

Tabell 3.

Nr	Sand		Lera			Lergyttja			Gyttja
	29	28	27	26	25	24	23	22	
<i>Achnantes elliptica</i>	7	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Amphora ovalis</i> v. <i>pediculus</i>	—	6	9	14	18	6	24	4	
<i>Cocconeis diminuta</i>	11	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Cymbella aspera</i>	—	—	—	—	—	—	—	6	
<i>Fragilaria brevistriata</i>	—	—	41	46	62	50	26	12	
» <i>construens</i>	—	—	6	30	5	20	42	33	
» <i>pinnata</i>	47	10	10	2	12	24	7	—	
<i>Gomphonema intricatum</i>	—	13	2	—	—	—	—	—	
<i>Gyrosigma attenuatum</i>	6	2	2	2	3	—	1	—	
<i>Melosira ambigua</i>	—	—	—	—	—	—	—	31	
» <i>granulata</i>	—	—	—	—	—	—	—	8	
<i>Navicula oblonga</i>	—	7	—	—	—	—	—	—	
<i>Synedra acus</i>	—	8	2	—	—	—	—	—	
<i>Tabellaria</i>	—	32	22	2	—	—	—	—	
Utanför procentsumman:									
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i>	1	36	2	2	—	—	—	—	
<i>Stephanodiscus astræa</i>	—	5	2	—	—	—	—	—	

traktens till Kolmårdens diagram. Av pollendiagrammet att döma tillhör sålunda sanden och undre leran Ancylostiden, större delen av leran Mastogloiatiden och lergyttjan övervägande Litorinatiden. Vore sedimentets art utslagsgivande för att ange isoleringen kunde man utan tvekan förlägga denna till övergången mellan lager g och h. Emellertid visar en analys av diatomacéfloran, att bäckenets isolering sannolikt är äldre. I tabellen 3 finnes en sammanfattning av vegetationstypen i de understa proven, varvid endast de arter medtagits som uppnå 5 % eller högre värden. På så sätt vinnes en begränsning av det stora artantalet samtidigt som de verkliga konstituenterna framhävas. Om floran i prov 29 gäller, att den med säkerhet tillhör Ancylossjön. Utslagsgivande är den rikliga förekomsten av *Cocconeis diminuta*, en art som jag endast funnit i denna sjös avlagringar. Annars finnas inga säkra indikatorer, och jag vill visst inte förneka, att isoleringen kan ha skett senare såsom i prov 27 eller 28 men gärna inte senare. I de yngre proven spelar nämligen *Fragilaria construens* en allt för stor roll, och denna art i högfrekvens kan knappast anses ha haft hemortsrätt i Ancylossjön. Om nu prov 29 representerar de yngsta sediment som avsatts i Ancylossjön, skulle alltså isoleringen skett obetydligt före A IV, varför det är tänkbart, att den uppdämmande strandvallen på 49.29 m anger Östersjöns högvattenlinje just vid A IV.

Möter det svårigheter att exakt ange tidpunkten för isoleringen, är det desto lättare att avgöra, att intet saltvatten trängt in i detta bäcken och att Litorinahavets inbrott sker nedom torvmarkens isoleringsnivå, alltså 49.29 m ö. h.

Oxåker (48.5 m ö. h.).

Som komplettering till föregående meddelas här en lagerföljd på nära nog samma höjd över havet. Torvmarken ligger 1 km SSO om Oxåker i Krokeks s:n utmed Generalstabskartans bäck och är numera odlad. Lagerföljden var centralt följande:

- a (överst) . . . 65 cm Kärrtorv, upptill övergående i omrörd mylla.
- b 45 » Svämpera.
- c 25 » Svämtorv.
- d 70 » Gyttja.
- e 60 » Lergyttja, grågrön.
- f 65 » + Lera, gråblå.

Pollendiagrammet i fig. 3 visar i de nedre delarna stora överensstämmelser med föregående diagram. Man återfinner lätt det för L I karakteristiska tallmaximet i prov 29. Likheterna i ovan L I liggande delar av lagerföljderna äro så pass stora, att de ej behöva påpekas i detalj. Vi finna sålunda i båda en stark tillbakagång av tallen, som efter en mindre knyck på kurvan resulterar i det kraftiga minimet i respektive prov 21 och 20. Till jämförelse hänvisar jag för övrigt till bokstavsbezeichnungarna, vilka ge uttryck åt min uppfattning om isokroniteten.

Stora olikheter föreligga däremot i området nedanför L I. Dessa synas mig bäst uttryckas på så sätt, att man på denna lokal helt saknar Mastogloiatidens av hög al kännetecknade diagramdel, vilken — om ock i sammanträngd form — tydligt spåras i föregående profil.

Skulle man även i detta fall våga en gissning, när isoleringen ägt rum

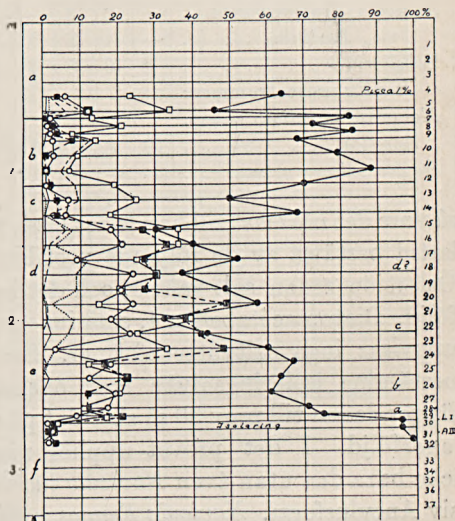


Fig. 3. Pollendiagram från lagerföljden vid Oxåker. Isoleringen motsvarar 48.5 m ö. h.

Tabell 4.

Nr	L e r a								Lergyttja					Gytt- ja
	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22
<i>Amphora ovalis</i>	10	10	11	4	3	3	6	2	1	—	1	2	—	—
» » <i>v. libyca</i>	4	2	3	1	9	7	—	1	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. pediculus</i>	4	4	4	10	2	3	3	9	2	5	4	—	1	—
<i>Cocconeis diminuta</i>	14	4	17	8	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Diploneis Mauleri</i>	10	8	6	9	13	15	11	5	7	3	1	—	—	—
<i>Epithemia argus</i>	2	—	1	—	6	3	1	—	—	—	—	—	—	—
» <i>Hyndmanni</i>	4	2	4	—	—	2	1	—	—	4	1	—	—	—
» <i>turgida</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	19
<i>Eunotia veneris</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13
<i>Fragilaria brevistriata</i>	12	4	7	8	9	13	23	42	42	40	64	37	22	—
» <i>construens</i>	—	—	—	—	1	1	3	1	4	3	1	35	—	4
» <i>pinnata</i>	14	42	24	38	30	27	37	25	33	22	23	18	12	—
<i>Gyrosigma attenuatum</i>	6	2	4	4	6	7	2	3	1	5	1	—	—	—
<i>Melosira arenaria</i>	4	—	5	—	3	2	—	—	—	3	—	—	1	—
<i>Navicula Fennoscandica</i>	—	2	3	—	—	1	—	3	2	—	—	—	—	—
» <i>lucidula</i>	—	4	2	5	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Tabellaria</i>	8	6	5	4	4	2	3	2	—	2	2	3	26	35
Utänför procentsumman:														
<i>Melosira islandica</i> subsp.														
<i>helvetica</i>	10	8	1	3	7	15	3	5	5	10	3	3	8	—
<i>Stephanodiscus astraea</i>	—	—	—	1	—	1	3	—	2	1	1	—	—	—

så vore det närmast till hands att gissa på prov 28. Det emotsäges emellertid bestämt av de följande profilerna, ty vid denna tidpunkt hade Östersjön redan salt vatten, och det kan man inte spåra i denna lagerföljd. Diatomacétabellen 4, som innesluter analyserna från prov 22—35 uppvisar inga saltvattensformer. Svårt är det även i detta fall att bestämma isoleringsnivån med önskvärd noggrannhet. Om jag förlägger denna till prov 30 så sker det på samma grunder som i föregående lagerföljd. I det provet upphör nämligen *Cocconeis diminuta* men icke bara den utan även *Navicula lucidula*, som visat sig vara en exklusiv Ancyclusform. *Navicula Fennoscandica*, som också anses vara typisk för Ancylussjön, förekommer dock ända upp i lergyttjan.

Är nu isoleringen riktigt inpassad, så har detta bäcken isolerats något senare än föregående eller kort efter A IV, vilket bestyrker, att vallen på 49.29 m är av den ålder som jag förut angivit. Några Litorinasediment finnas ej och omslaget till salt vatten inträffar nedanför 48.5 m. I någon mån kan lagerföljden också anses bevisa, att den stora, genomgående strandlinje som i det föregående konstaterats på 47 m ö. h. är Mastogloigränsen.

Virå (44.7 m ö. h.).

Med denna lagerföljd måste man tyvärr överge strandlinjeområdet och gå en dryg mil norrut. Det är ju i och för sig en nackdel, men motiveras därav, att inga passande torvmarker finnas på sydbranten av Kolmården. Den här åsyftade lokalen ligger i Björkviks socken vid pass 700 m väster om Virå gamla spikbruk. Höjden över havet, beräknad från föregående torvmark, uppgår till 44.7 m, men med reservation för att den senare torvmarken ligger 1 m högre i verkligheten. Skulle så vara fallet bör höjden av denna sättas till 43.7 m.

I den nu helt odlade torvmarken upptogs centralt följande profil:

- a (överst) 48 cm Lövkärrtorv, upptill myllartad.
- b 10 » Svämpera.
- c 62 » Gyttja, med rikliga rhizom av vass och fräken.
- d 25 » Lera gråblå, i prov 169 något sandig.

Även här återfinner man lätt L I i pollendiagrammet, prov 169, men den vikande tallkurvan företer två små minima innan den når sitt lägsta värde i 162. Dessa sekundära minima betecknas som a och b. I vårt första diagram (fig. 2) finnes endast ett sådant och betecknat med a, även om det kan tänkas sammanflyta med b. Däremot företer redan fig. 4 en antydning om båda. Det ovan följande markanta maximet för al-, björk-, hassel- och i viss mån alm-kurvorna har jag kallat d.

Nedanför L I råder en liknande sammanträngning som i föregående profil, och även här synas därför Mastogloiatidens sediment helt saknas eller åtminstone vara av ringa mäktighet.

Leran som sträcker sig till och med prov 169 innehåller en diatomacéflora, i vilken *Fragilaria pinnata* och *Gyrosigma attenuatum* dominerar (jfr tabell 5). I 169 finns *Cocconeis* relativt rikligt men saknas högre upp. Det är för övrigt en helt olika sammansättning, som tar

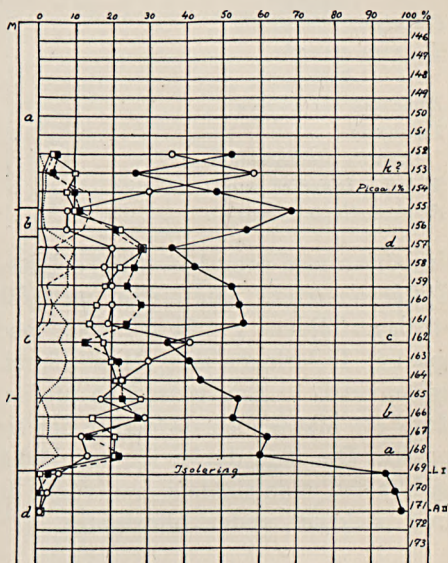


Fig. 4. Pollendiagram från lagerföljden vid Virå. Isoleringen motsvarar 44.7 m ö. h.

Tabell 5.

	Lera			Gyttja					
	Nr	171	170	169	168	167	166	165	164
<i>Amphora ovalis</i> v. <i>pediculus</i>	—	—	8	—	—	—	3	—	—
<i>Cocconeis diminuta</i>	—	—	16	—	—	—	—	—	—
» <i>pediculus</i>	—	—	—	—	5	1	4	1	—
» <i>placentula</i>	—	—	—	4	9	4	5	3	—
<i>Diploneis Mauleri</i>	21	16	4	—	—	—	—	—	—
<i>Epithemia argus</i>	—	—	—	10	3	8	9	1	—
» <i>Hyndmanni</i>	—	—	—	16	10	16	6	4	—
» <i>sorex</i>	—	—	—	—	3	3	8	—	—
» <i>turgida</i>	—	—	—	16	6	10	1	3	—
» » v. <i>Westermanni</i>	—	—	—	30	12	16	27	10	—
» <i>Zebra</i>	—	—	—	—	7	3	8	—	—
<i>Fragilaria brevistriata</i>	—	2	18	8	1	—	—	13	—
» <i>pinnata</i>	33	26	22	—	1	1	1	17	—
<i>Gyrosigma attenuatum</i>	36	36	16	4	4	5	1	7	—
<i>Melosira arenaria</i>	—	—	—	8	33	23	11	22	—
» <i>italica</i>	—	—	—	—	8	5	—	—	—
<i>Rhoicosphenia curvata</i>	—	—	—	—	—	—	5	1	—
<i>Tabellaria</i>	6	18	4	—	1	—	3	—	—
Utanför procentsumman:									
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i>	—	—	—	—	1	1	—	—	—
<i>Stephanodiscus astræa</i>	2	2	—	2	2	1	—	—	—

sin början med prov 168. Från och med detta prov dominera påväxtens *Epithemia*-arter. Jämförelser med följande torvmark ge vid handen, att lagerföljdens gyttja från och med prov 168 är av lakustrint ursprung. Isoleringen sker sålunda i och med prov 169 eller som det vill synas vid L I. Emellertid kan profilen, som jag förut framhållit innesluta ett hiatus, och då ställer det sig svårt att angiva en exakt tidpunkt. Om man därför lämnar därhän frågan om bäckenets isolering så blir den enda slutsats man vågar draga, att saltvatten aldrig trängt in i bäckenet under Litorinatid.

Spikbruket (42.5 m ö. h.).²

Denna ligger omedelbart öster om föregående och 2.16 m lägre. Torvmarkerna äro skilda åt av en blockig grusrygg, som eventuellt kan vara en strandbildning. Höjden har bestämts efter siffran 148.6 fot vid Virå gård.¹ Kartan anger, att denna fixpunkt ligger i vägkorset, som därför varit utgångspunkt för avvägningen. Skulle den emellertid i stället ligga i bäckenbotten bör höjden för denna och föregående

¹ Enligt kapten O. THUFVÉSSON avses kors i grundsten till bron över bäcken troligen strax under vägnivån.

² Omnämnd i G. F. F. Bd 54. 1932.

torvmark ökas med 1 m. Genom fördämning vid det gamla spikbruket, numera kvarn, är hela bäckdalen upp mot Virå förvandlad till en damm, och vattnet stiger även upp över torvmark 42.5. Vid bäckmötet omedelbart nordväst om Spikbruket har geol. kartan höjdsiffran 146 fot = 42.9 m. Avses härmed höjden före dämningen så är det inte osannolikt, att torvmarken i stället ligger 43.5 m ö. h.

Lagerföljden hade centralt följande utseende:

a (överst)	15 cm	Starrtorv, lerblandad.
b	10 »	Sand.
c	40 »	Starrtorv, lerblandad.
d	35 »	Starrtorv.
e	55 »	Lövkärrtorv.
f	35 »	Gyttja, brungrön.
g	25 »	Lergyttja, ljus grågrön.
h	10 »	Lera grå.
i	5 »	+ Lera, gråblå.

I pollendiagrammet (fig. 5) från denna lagerföljd kommer Mastogloiatidens pollenflora för första gången till full utbildning i mitt material. Särdeles värdefullt är diagrammet, därför att sagda tidsdel i detalj kan konnekteras med Mossberga 9 (THOMASSON 1927), ty därigenom få vi en fast hållpunkt för konnekteringen av Kalmartraktens och Kolmårdens lagerföljder. Den säkra lednivån vid LI faller i prov 213. En sammanträngning föreligger däremot i området ovanför LI och bidrar naturligtvis att försvåra konnektionen med föregående diagram. En viktig utgångspunkt lämnar isoleringsnivån, och det är med

tillhjälp av denna som jag infört nivåerna a—c. Helt säkert kan man dessutom räkna med en lucka i lagerföljden mellan d och e. Den anser jag ha uppkommit i och med dämningen. Intet av traktens övriga diagram visar en sådan rikedom på björkpollen som detta i lager e.

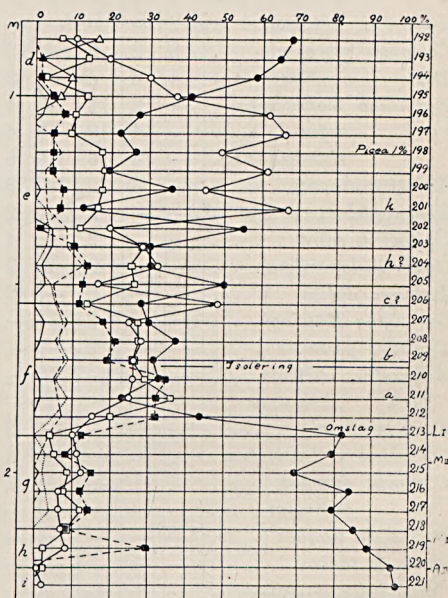


Fig. 5. Pollendiagram från lagerföljden vid Spikbruket. Isoleringen motsvarar 42.5 m ö. h.

Tabell 6.

	Lera			Lergyttja					Gyttja							
	Nr	221	220	219	218	217	216	215	214	213	212	211	210	209	208	207
<i>Cocconeis diminuta</i> . . .	30	24	12	4	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Fragilaria brevistriata</i> . . .	—	10	4	—	2	—	—	—	—	—	2	—	14	—	—	—
» <i>construens</i> . . .	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	44	—	—	—
» <i>pinnata</i> . . .	20	6	14	4	4	—	—	—	2	—	—	—	28	—	—	—
<i>Tabellaria</i>	8	4	2	—	2	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Navicula Fennoscandica</i> . . .	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gyrosigma attenuatum</i> . . .	22	16	32	12	8	14	4	4	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Diploneis Mauleri</i> . . .	2	10	9	4	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i>	2	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Mastogloia Dansei</i> . . .	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Amphora ovalis</i>	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. pediculus</i> . . .	4	2	20	2	8	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. libyca</i> . . .	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cocconeis placentula</i> . . .	2	2	2	4	2	—	—	4	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Diploneis domblittensis</i> . . .	4	6	4	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Epithemia Westermanni</i> . . .	—	2	12	14	4	8	20	20	38	40	8	—	—	—	—	—
» <i>argus</i>	—	4	10	2	4	8	6	6	4	2	—	—	—	—	—	—
» <i>Hyndmanni</i>	—	4	6	16	6	14	16	20	10	8	—	—	—	—	—	—
<i>Melosira arenaria</i>	—	4	12	24	38	38	36	26	28	10	2	—	—	—	—	—
<i>Rhoicosphenia curvata</i>	—	—	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Epithemia zebra</i>	—	—	2	4	4	—	6	4	8	1	—	—	—	—	—	—
<i>Cymbella lanceolata</i>	—	—	2	2	2	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Melosira italica</i>	—	—	2	—	2	4	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gyrosigma Kützingi</i>	—	—	2	—	—	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cymbella prostrata</i>	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Achnanthes elliptica</i>	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>delicatula</i>	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Eunotia Clevei</i>	—	—	—	—	2	2	6	2	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gomphonema intricatum</i>	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cocconeis disculus</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>pediculus</i>	—	—	—	—	—	—	4	—	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Epithemia turgida</i>	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Navicula toulæ</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Campylodiscus clypeus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	56	82	8	—	—	—
» <i>echeneis</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	6	—	—	—	—	—
<i>Diploneis Smithii</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	6	—	—	—	—	—
<i>Rhopalodia musculus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—
<i>Amphora commutata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
<i>Nitzschia scalaris</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	4	2	—	—	—
<i>Amphora mexicana</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—
<i>Navicula peregrina</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—
<i>Eunotia pectinalis</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—

Den diatomacéflora, som finnes i sedimenten f—i visar många intressanta drag. Sålunda är vegetationstypen i prov 213—221 av sött ursprung. I det understa provet dominerar *Cocconeis diminuta* men ersättes successivt av *Epithemia*-arter. Så småningom försvinna bland bottenformerna *Fragilaria pinnata* och *Gyrosigma attenuatum*, men i deras ställe inkommer massvis *Melosira arenaria*. Som en gammal bekant från Ancylussjöns slutskede notera vi till sist *Eunotia Clevei* om ock i låg frekvens. *Epithemia*-floran rådde under tidsskedet M I—L I eller Mastogloiatiden, ehuru den här i Kolmården ej är inblandad med brackvattensformer som i Kalmartrakten. I och med 212 ändrar vegetationstypen karaktär och gytjtjan för nu till och med 210 en ren brackvattensflora med ett fåtal arter. Mellan 209 och 210 äger isoleringen rum.

De relaterade omständigheterna göra denna till den viktigaste av Kolmårdens lagerföljder. Här möter man för första gången Litorinahavets sediment, och strandlinjen vid omslaget LI måste för den skull ligga på 42.5 m ö. h. Här belyses också på ett instruktivt sätt övergången från Ancylusfloran vid A IV till den tidigaste Litorinafloran fram till b då isoleringen sker.

St. Mjugg (41 m ö. h.).

Nedanför Spikbruket eller den nuvarande kvarnen utbreda sig ner mot gården St. Mjugg stora starrmader och här togs en borrhprofil ungefär mitt för gårdstecknet och 1 m över Bysjön, som enligt kartan ligger 40 m ö. h.

Lagerföljden var:

- a (överst) 93 cm Starrtorv.
- b 45 » Gytjtja.
- c 47 » + Lera, grå.

Pollendiagrammet härifrån (fig. 6) är mera detaljerat än föregående. De sekundära tallminima vid a och b framträda därför bättre här än i fig. 4. Nivå c, det höga björkmaximet, ligger ofrånkomligen i prov 226. Det därpå följande lövträds- och hasselmaximet, som jag i Virå 44.7 betecknade med d,

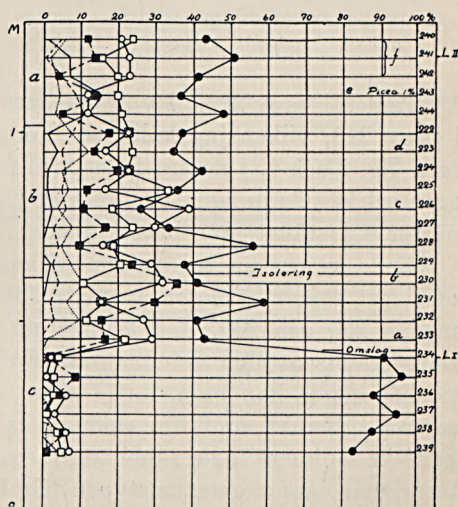


Fig. 6. Pollendiagram från lagerföljden vid St. Mjugg. Isoleringen motsvarar 41 m ö. h.

Tabell 7.

Nr	L e r a										Gyttja	
	239	238	237	236	235	234	233	232	231	230	229	228
<i>Amphora commutata</i>	—	—	—	—	—	—	4	6	4	6	2	3
» <i>ovalis</i>	7	6	8	2	2	1	—	—	—	—	—	1
» » <i>v. libyca</i>	2	—	6	—	—	—	—	—	3	5	—	—
» » <i>v. pediculus</i>	8	2	2	5	—	4	—	7	2	—	—	—
<i>Campylodiscus clypeus</i>	—	—	—	—	—	4	12	24	29	36	6	3
» <i>echeneis</i>	—	—	—	—	—	—	10	11	3	1	—	—
<i>Cocconeis diminuta</i>	5	—	6	2	—	4	—	—	—	—	—	—
» <i>placentula</i>	—	2	—	—	—	—	10	2	7	1	—	—
<i>Diploneis domblittensis</i>	5	6	—	4	3	6	—	—	—	—	—	—
» <i>Mauleri</i>	10	10	14	22	11	10	—	1	—	—	—	1
» <i>Smithii</i>	—	—	—	—	—	—	18	12	13	10	2	—
<i>Epithemia Hyndmanni</i>	4	10	12	2	3	4	—	—	—	—	—	—
» <i>sorex</i>	3	2	—	—	—	—	6	1	2	5	—	1
» <i>turgida</i> v. <i>Westermanni</i>	—	2	—	3	1	—	—	2	7	5	1	—
» <i>zebra</i>	—	—	—	—	—	—	2	1	6	4	—	—
<i>Fragilaria brevistriata</i>	4	14	8	12	—	—	8	8	4	4	—	7
» <i>pinnata</i>	7	12	14	12	7	16	8	8	—	8	88	72
<i>Gyrosigma attenuatum</i>	11	16	14	10	8	18	—	—	—	—	—	6
<i>Melosira arenaria</i>	1	8	6	8	2	4	4	2	1	1	—	—
<i>Navicula oblonga</i>	—	—	—	—	—	4	6	1	2	—	—	—
<i>Rhoicosphenia curvata</i>	—	1	—	—	—	—	6	2	3	—	—	1
<i>Tabellaria</i>	16	4	4	10	3	8	—	—	—	1	—	1
Utänför procentsumman:												
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i>	2	6	8	6	6	20	—	—	—	—	—	—

återfinnes i prov 222. Ny är emellertid den *Picea*-förande horisonten i prov 243, vilken jag kallat e. Förut har e varit införd på diagrammen fig. 2 och 4, i senare fallet med frågetecken. I fig. 2 finnes ingen gran och det är ju ägnat att göra konnektionen osäker. Möjligen ligger därför e i stället, där beteckningen f nu står.

Vända vi oss nu till diatomacéfloran i tabell 7, visar det sig, att omslaget sker i närheten av prov 234 och att isoleringen genomföres mellan 229 och 230. I det förra provet har Litorinatidens *Clypeus*-flora ersatts av den dominerande *Fragilaria pinnata* (huvudarten). I tidshänseende kan man därför säga, att isoleringen sker ungefär vid samma tidpunkt som i föregående lokal. Då en del av Mastogloiatidens baltiska sediment ingår i den analyserade delen av lagerföljden, konstaterar man, att vegetationstypen här är en annan än vid Spikbruket. Visserligen finnas *Epithemia*-arterna även här men de spela ej någon dominerande roll. De mest framträdande arterna äro i stället *Diplo-*

neis Mauleri, *Gyrosigma attenuatum* och *Tabellaria*. *Eunotia Clevei* saknas alldeles.

Bysjön (40 m ö. h.).

Den nedan återgivna profilen togs 300 m norr om L. Mjugg i Kila sn. Lagerföljden var:

- a (överst) 125 cm Starrtorv.
 b 27 » Svåmtorv.
 c 41 » Grov-
 detritus-
 gyttja.
 d 20 » Lergyttja.
 e 28 » + Lera,
 grå.

Pollendiagrammet (fig. 7) är nära nog en upprepning av det föregående, varför placeringen av nivåerna a—e kan anses på förhand given. I det följande definieras en nivå f, som här sannolikt ligger mellan prov 253 och 254. För övrigt förefaller det som om diagrammets övre del vore starkt sammanträngd. Även isolering och omslag äro helt överensstämmande med föregående, vilket framgår av följande diatomacétabell.

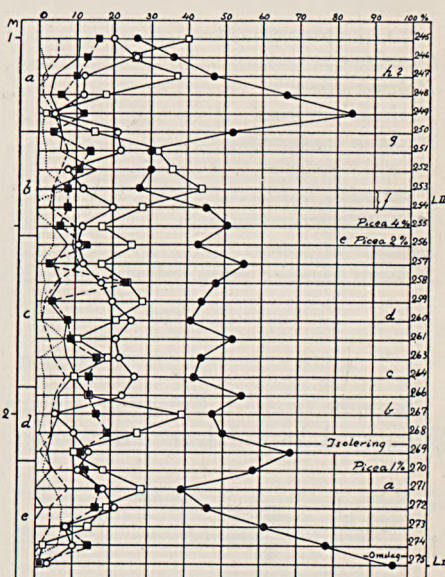


Fig. 7. Pollendiagram från lagerföljden vid Bysjön. Isoleringen motsvarar 40 m ö. h.

Tabell 8.

Nr	L e r a						Lergyttja	
	275	274	273	272	271	270	269	268
<i>Amphora ovalis</i> v. <i>libyca</i>	11	—	1	3	—	—	—	—
<i>Campylodiscus clypeus</i>	—	5	11	18	8	8	3	—
» <i>echeensis</i>	—	48	15	16	5	1	—	—
<i>Cocconeis diminuta</i>	11	—	—	—	—	—	—	—
<i>Diploneis Mauleri</i>	14	—	—	—	—	—	—	—
» v. <i>borrusica</i>	—	—	—	—	—	—	17	—
» <i>Smithii</i>	—	20	28	18	7	—	1	—
<i>Epithemia argus</i>	7	2	—	6	2	2	3	—
» <i>sorex</i>	7	1	3	1	1	—	—	—

Nr	L e r a						Lergyttja	
	275	274	273	272	271	270	269	268
<i>Epithemia turgida</i> v. <i>Westermanni</i>	—	1	4	7	2	2	1	—
» <i>zebra</i>	3	6	—	7	—	—	—	—
<i>Fragilaria construens</i>	—	—	—	—	—	1	4	85
» <i>pinnata</i>	9	—	9	8	3	4	4	8
<i>Gyrosigma attenuatum</i>	14	—	—	—	—	2	—	—
<i>Melosira arenaria</i>	—	4	2	3	2	1	7	—
<i>Navicula peregrina</i>	—	—	10	1	10	35	13	—
<i>Nitzschia tryblionella</i>	—	3	7	—	—	—	—	—
» <i>scalaris</i>	—	3	1	3	48	32	22	—
<i>Tabellaria</i>	—	—	—	—	—	—	4	8
Utanför procentsumman:								
<i>Hyalodiscus scoticus</i>	—	158	102	38	28	3	—	—
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i>	1	—	—	1	—	—	—	—
» <i>italica</i>	—	—	—	—	—	10	43	11

Skirsjön 37.8.

Skirsjön ligger i Björkviks s:n c:a $\frac{1}{2}$ mil norrut från Kila kyrka. Enligt geol. kartan ligger sjön 35 m ö. h., en uppgift som jag ej medhunnit att kontrollera. Själva sjön,

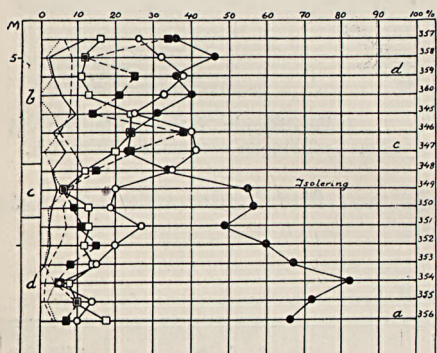


Fig. 8. Pollendiagram från lagerföljden vid Skirsjön. Isoleringen motsvarar 37.8 m ö. h.

med vallens bildning isolerats ur Östersjön. Vallkrönets höjd avvägdes med Skirsjön som utgångspunkt till 37.8 m ö. h.

Lagerföljden var centralt:

- a (överst) 480 cm Vitmosstorv.
- b 48 » Starrtorv.
- c 15 » Gyttja, grågrön.
- d 27 » + Lera, grå.

Tabell 9.

	S k i r s j ö n														
	37.8			36		35 m ö. h.									
	Lergyttja			Lera		Le- ra	Lergyttja				Gyttja				
	Nr	351	350	349	338		337	319	286	285	284	283	282	281	318
<i>Amphora commutata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	3	6	12	4	10	—	—
» <i>ovalis</i> v. <i>libyca</i>	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	9	8	—	—	—
<i>Anomoeoneis sculpta</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	—	—
<i>Campylodiscus clypeus</i>	1	—	6	12	—	18	3	3	6	4	1	8	—	—	—
» <i>echeneis</i>	—	—	—	6	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cocconeis scutellum</i>	—	—	—	—	—	—	—	9	18	8	1	8	—	—	—
<i>Diploneis Smithii</i>	—	—	—	14	—	2	27	9	9	12	6	4	—	—	—
<i>Epithemia argus</i>	—	20	66	12	—	50	9	9	12	—	1	—	—	—	—
» <i>sorex</i>	1	1	—	2	—	8	—	—	3	—	1	—	—	—	—
» <i>turgida</i>	—	9	9	8	—	—	9	3	—	6	—	—	—	—	—
» » v. <i>Westerm.</i>	7	7	—	6	—	12	21	21	27	2	1	—	—	—	—
<i>Fragilaria brevistriata</i>	—	—	—	40	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	22
» <i>construens</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	71
» <i>pinnata</i>	13	33	—	6	52	—	6	3	6	24	31	26	97	6	—
<i>Navicula digitoradiata</i>	—	—	—	8	—	—	—	—	6	6	—	—	—	—	—
» <i>peregrina</i>	52	18	12	20	—	—	15	24	6	14	32	32	—	—	—
<i>Nitzschia scalaris</i>	21	5	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Synedra ulna</i>	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Tabell 9 och diagrammet fig. 8 visa att isoleringen sker kort före c.

Skirsjön 36.

Härovan har jag angett den torvmarks läge och höjd över havet. En central borrhning visade nedanstående lagerföljd:

- a (överst) 197 cm Lövkärrtorv, upptill skogsmosstorvartad.
- b 35 cm Gyttja, grågrön.
- c 6 » Lergyttja.
- d 33 » + Lera, grå.

I undre delen av pollendiagrammet fig. 9 kan man utan svårighet placera in nivåerna a—d. Däremot vill jag hålla för troligt, att övre delen inne-

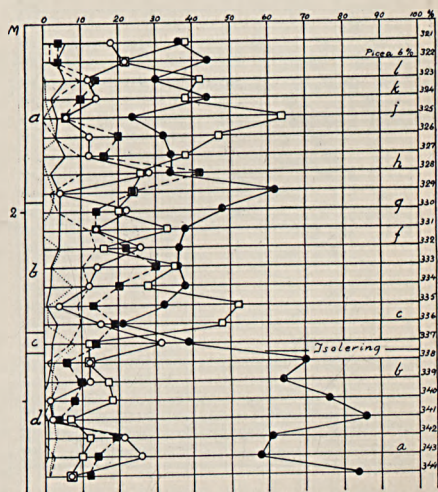


Fig. 9. Pollendiagram från lagerföljden vid Skirsjön. Isoleringen motsvarar 36 m ö. h.

håller någon lucka, som omöjliggör vidare konnektering. Isoleringen (se diatomacétabell 9) inträffar vid samma tidpunkt som i föregående torvmark eller kort före c.

Skirsjön 35.

För lokalens läge är förut redogjort. Lagerföljden var på östra sidan av sjön i ett litet högmossparti följande:

a (överst)	160 cm	Sphagnumtorv, lågförmultnad.
b	75 »	Vatten.
c	15 »	Vasstorv, gyttjig.
d	265 »	Kalkgyttja.
e	60 »	Gyttja, grågrön.
f	20 »	Lergyttja.
g	10 »	+ Lera, grå.

Profilens makroskopiska utseende inger redan en förhoppning, att man här skall kunna få ett detaljerat och fullständigt diagram utan de

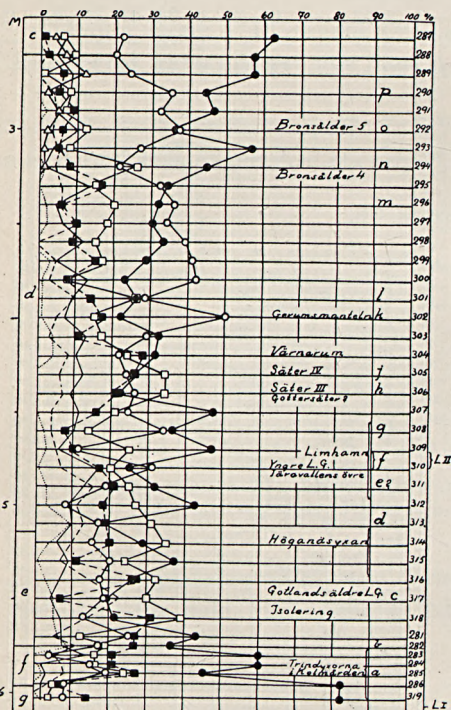


Fig. 10. Pollendiagram från lagerföljden vid Skirsjön. Isoleringen motsvarar 35 m ö. h.

sedvanliga luckorna och fig. 10 jävar ju ej heller detta antagande. Emellertid har jag ej analyserat den översta gungflytorven, då ett vattenskikt skiljer den från underliggande torv och sediment, vilket ju faktiskt innebär en lucka i lagerföljden. Ändock är detta pollendiagram det fullständigaste från området, och detta förklarar, att jag här sökt inpassa alla de tidsbestämda data, som äro förknippade med Litorinahavet. För dessa och konnekteringsgrunderna redogöres i det följande. Nu nöjer jag mig med att inpassa bokstavs nivåerna.

Ganska säkert kan man av kurvornas allmänna gång sluta till, att L I måste ligga omedelbart nedom eller i prov 319, som dock innehåller en svag

brackvattensflora. Odisputabelt kan man då inpassa a—c i diagrammet så som skett. Björkmaximet vid c är här visserligen ej kraftigt, men toppunkten på lindkurvan synes mig avgörande, för att identifieringen är riktig. Någorlunda riktig är väl också inpassningen av d. Konnekteringen är då närmast gjord med diagrammen från Bysjön och St. Mjugg. Från dessa har jag fört identifieringen vidare till Virå 44.7, vars överensstämmelser med diagrammen från Östanå och Oxåker gett upphov till placeringen av d i de två sistnämnda. Svårt, ja kanske omöjligt, har det varit att ange var den vid St. Mjugg och Bysjön uppträdande grannivån e ligger i det ifrågavarande diagrammet. Man vet dock, att björken skall vara låg, hasseln ha ett litet maximum, att ek och lind skola nå jämförelsevis höga värden, däremot ej almen, samt till sist, att alkurvan antingen kan ha eller sakna en toppunkt. Trots saknaden av gran finns det bara ett prov, som fyller dessa förväntningar, nämligen 311; därav beteckningen. De därpå följande nivåerna f och g leda sitt ursprung från detta diagram och ha därifrån överförts till Bysjön och St. Mjugg. Med stor reservation ha de två nivåbeteckningarna inlagts på diagrammet från Skirsjön 36. Övriga nivåer äro ej uttagna på detta diagram och för dem redogöres därför i det följande.

Diatomacétabell 9 visar, att isoleringen sker kort före c men märkbart senare än i Skirsjön 36. Litorinafloran innehåller samma arter som på föregående lokaler och företer inga egendomligheter, d. v. s. en ny art kan man ju alltid notera nämligen *Cocconeis scutellum*.

Bränntorp (26.2 m ö. h.).

Torvmarken, som är odlad, ligger NV om gården Bränntorp nära Sandviken i Krokeks socken och har sitt avlopp genom bäcken V om denna gård. Passpunkten befinner sig 26.2 m ö. h. En borring i nordvästra delen gav följande resultat:

a (överst)	35 cm	Torvmylla.
b	35 »	Kärrtorv, något gyttjig.
c	10 »	Gyttja, mörkgrön.
d	40 »	Lergyttja, ljust grågrön.
e	20 »	+ Lera, grå.

Först och främst bör jag om denna lagerföljd anmärka, att den trots torvmyllan troligen är orörd, då den ligger i närheten av ett källflöde och sannolikt delvis har detta att tacka för sin uppkomst. För övrigt är den på intet vis märkvärdig utan återspeglar en typisk succession, där man dock kan vara tveksam, om isoleringen skall förläggas till kontakten b—c eller c—d. Pollendiagrammet, fig. 11, når in i Gransko-

garnas tid och som fallet var vid Skirsjön 35 har alen en toppunkt, just där granen börjar: nivå n. I nedersta provet — 29 — ligger, som diatomacéanalysen bekräftar, LI med dess tallmaximum. Den därpå följande delen av profilen domineras till och med prov 19 av tall. Denna i de föregående diagrammen obefintliga rikedom på tall förklarars därav, att havet stått högre än passpunkten och fjärmat profilpunkten från

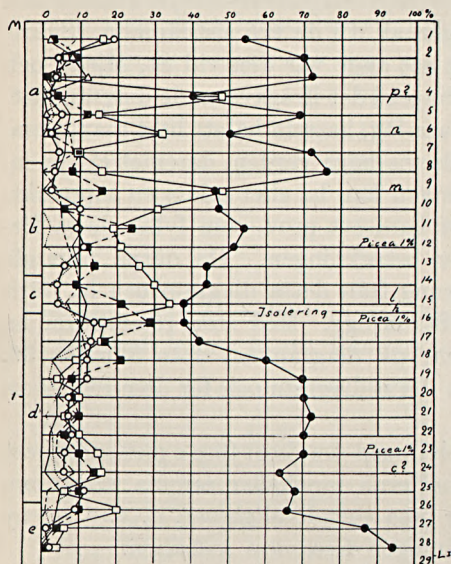


Fig. 11. Pollendiagram till lagerföljden vid Brännertorp. Isoleringen motsvarar 26.2 m ö. h.

strandens pollenregn. I sådana fall blir ju tallen överrepresenterade. När därför tallnedgången börjar med prov 19, behöver detta ej enbart ange en av de städse återkommande knyckarna på tallkurvan utan återspeglar också strandförskjutningen, som låter lövträds-pollenet komma mera till sin rätt. När tallen nu gått ned visa hassel och al på varandra följande maxima i prov 15 och 16. Efter denna tidpunkt avtar hasseln successivt mot granskogarnas tidsskede, medan alen visar en lika jämn ökning som tallen, naturligtvis på beaktad av björken och ekblandskogen.

Tack vare den överrepresenterade tallen är det svårt att erhålla någon konnektering i profilens äldre del. Kanske kan man dock placera c i prov 24. Här finns åtminstone ett kraftigt tallminimum och samtidigt lindmaximum samt en del andra överensstämmande drag som försvarar identifieringen. Sedan torde det vara lönlöst att söka införa andra nivåer äldre än prov 19.

I de yngre delarna av diagrammet ha införts några förut ej omnämnda beteckningar. Av dem höra n—p till granskogarnas skede. Almaximet, där grankurvan tar sin början, har jag förut omnämnt och kallar nu denna nivå n. De båda övriga leda sitt ursprung från Skirsjön 35 och beteckna där två altoppar nedanför den starka utvecklingen på grankurvan. Någon av dessa, men osagt vilken, återfinnes i prov 4 av detta diagram. Alen har ett nytt kraftigt maximum i 9, här kallat m. Kurvornas gång tyckes tala för, att detta maximum bör sökas i närheten av prov 296 eller 297 i diagrammet från Skirsjön 35.

Tabell 10.

	Brännorp															Frisäter	
	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	118	117
<i>Amphora commutata</i>			6			6	1										
<i>Campylodiscus clypeus</i>	5	3	4											8	6	40	
» <i>echeneis</i>												11					
<i>Cocconeis placentula</i>			9	12													
» <i>scutellum</i>					2	5	3	4	2	2	3	1		4			
<i>Cymbella Ehrenbergi</i>																	9
<i>Diploneis</i>							10	6	21	1	2						6
» <i>Smithii</i>	1	16	22	9	6	25	15	16	14	22	27	12		3			
<i>Epithemia argus</i>	7	11	21	24							4						
» <i>Hyndmanni</i>	10																
» <i>sorex</i>		14		2										1			
» <i>turgida</i> v. <i>Westerm.</i>	5	16	21	62	42	48	24	27	30	33	20	12		11		1	
» <i>zebra</i>												1		16	23		
<i>Fragilaria brevistriata</i>																	82
» <i>pinnata</i> v. <i>elliptica</i>	32				1									4			9
»												12	12				39
<i>Grammatophora</i>					23	7	14	15	14	22	25	11		3			
<i>Gyrosigma attenuatum</i>	6																
<i>Melosira arenaria</i>	17			6	1							1		1			
<i>Navicula elegans</i>						1	4		2	3							
» <i>peregrina</i>					4		4	15	9	1	8	1		20			
» <i>protracta</i>												26					
<i>Nitzschia circumscuta</i>												6					
» <i>scalaris</i>														7	8		8
» <i>tryblionella</i>		2										5					
<i>Rhabdonema</i>						1	5	3	2	6							
<i>Rhoicosphenia curvata</i>		5	11		2												
<i>Stauroneis anceps</i>																	21
<i>Synedra acus</i>																	11
» <i>affinis</i>					10	5	2	1	6	2							
» <i>crystallina</i>					3	1	9	2									
<i>Tabellaria</i>																	16
Utanför procentsumman:																	
<i>Hyalodiscus</i>				8	23	15	12	1	4	6	13	12		4			10
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helvetica</i>														18	2		

Samma nivå återkommer tydligare i efterföljande diagram liksom l. Jag håller för sannolikt, att en lucka föreligger mellan l och h, isoleringsnivån i denna lagerföljd. Den huvudsakliga orsaken till detta antagande är, att man ej återfinner det kraftiga björkmaximet vid k, som dock finnes vid såväl Skirsjön 35 som den följande lokalen Frisäter (jfr tabell 10).

En låg procent brackvattensformer i prov 29 anger, att Litorinahavet inbrutit. I den flora som härskar i 26—29 finnas endast från föregående profiler kända arter. Med 25 eller vid den tidpunkt, då isoleringen når ned till 35 m ö. h., kommer en våg av saltvattensformer med inströmmande Östersjövatten; början göres med *Grammatophora*, *Synedra affinis* och *S. crystallina*. I profilen kulminerar denna våg eller dess ekologiska bakgrund, salthalten, med *Rhabdonema* enkannerligen *minus* i prov 19—22. Så alldeles utan betydelse är ej detta förhållande, då det underlättar den kommande utredningen över L II:s läge och tidsställning i Kolmården. Med 15 är isoleringen förbi, fast några brackvattenformer ännu dröja sig kvar. Stor betydelse får isoleringen på den grund, att keramikboplatserna av typ Säter äro bundna vid en strandlinje, vars översta gräns ligger på 26.2 m ö. h. (ENGSTRÖM och THOMASSON 1932).¹ Därav inses, att pollendiagrammets nivå h även tidsbestämmer denna kultur.

Frisäter (24.68 m ö. h.).

Torvmarken är belägen i dalgången mellan Orrekulla och Gatan SO om Mörtnäs. Torvmarksytans höjd över havet är 23.73 m under det passpunkten ligger i runt tal en meter högre eller på 24.68 m. Mossen är nu odlad och torven sammansjunken. Lagerföljden i sydvästra delen är följande:

a (överst)	30 cm	Torvmylla.
b	62 »	Lövkärrtorv.
c	21 »	Alggyttja, röd.
d	8 »	Alggyttja, grågrön.
e	30 »	+ Lera, grå gyttjig.

Pollendiagrammet i fig. 12 visar stora överensstämmelser med föregående lokal. Granen tar sin början i prov 108. Den kraftiga nedgången av tallkurvan begynner i prov 120. Det är samma nedgång som i Bränntorp spårades från och med prov 19. När tallminimet nåtts kulminerar hassel och ek i 119, alen i 118, vilket allt skedde i 15 och 16 i föregående lagerföljd. Isoleringen som enligt föregående tabell försigår mellan 117 och 118 sker därför något senare än vid Bränntorp — kort efter alkurvans topp. Isoleringen återspeglas här tydligt av sedimentväxlingen i lagerföljden. Litorinahavets gråa, korniga gyttja och lera avlöses av en alggyttja, som nederst är grågrön och rik på *Scenedesmus* och därovan röd och massvis inmängd med *Botryococcus*. Liksom i föregående fall tidsbestämmer även denna isolering ett av keramikstadierna i den östsvenska boplatstkulturen, nämligen Säter IV. Ny-

¹ Enligt det citerade arbetet bör det vara Säter III.

upptäckta boplatser vid Stormbäcken i Kvarsebo socken synas av den preliminära undersökningen att döma vara knutna till en strandlinje på ca 25 m ö. h., alltså samma isoleringsnivå som Frisätersbäckenet (jfr ENGSTRÖM och THOMASSON 1932). Isoleringsnivån, här kallad j, representerar samtidigt åldern för Säter IV.

Även efter isoleringen förete pollendiagrammen stora olikheter. Jag påpekar sålunda altoppen, där grankurvan börjar i prov 108 respektive 6 (nivå n). Däremot saknas motsvarigheter vid Brännertorp till den del som ligger mellan j och l. Likhetera äro knappast

heller förvånande, då de båda provtagningspunkterna ligga endast 750 m från varandra. Konnekteringen med Skirsjön 35 (fig. 10) är även i detalj genomförbar. Sålunda anser jag mig kunna förlägga isoleringsnivån för Frisäter till prov 305 eller möjligen 304. Under denna har man den altopp som rent matematiskt tvingar tallen starkt tillbaka, och som i det närmaste betecknar isoleringen vid Brännertorp. Ovan j kommer så i båda ett kraftigt björkmaximum (k). Ytterligare högre upp finnes ett almaximum (l), ekmaximum i 111 och 300, ett svagt almaximum i 110 och 296 samt till sist den likartade pollenfloran vid grankurvans början. Naturligtvis kan man också peka på förefintliga skiljaktigheter och då först och främst därpå, att inget tallmaximum följer nedanför nivå n i Skirsjödiagrammet.

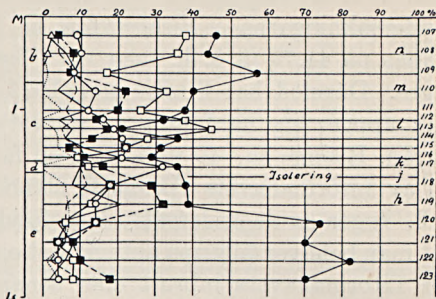


Fig. 12. Pollendiagram från lagerföljden vid Frisäter. Isoleringen motsvarar 24.68 m ö. h.

Sammanfattning av resultaten.

De här beskrivna lagerföljderna klarlägga alltså isoleringstiderna mellan 24 och 49 m ö. h. En lucka föreligger tyvärr mellan 27 och 36 m och betingas därav, att inga torvmarker kunnat uppletas på denna nivå. Men materialet torde ändock ge en tillfredsställande bild av Litorinahavets uppkomst och tidigaste utveckling inom Kolmården. Såsom huvudpunkter i denna utveckling förtjänar följande att framhåvas.

1. Litorinahavets inbrott sker vid eller omedelbart efter den karakteristiska pollennivån vid L I (fig. 5, 6, 7, 10 och 11). I verkligheten betyder nog detta, att saltvattnet gör sig märkbart något senare här uppe än vid Mossberga, där (enligt fig. 13 THOMASSON 1927) Litorina-

gyttjan börjar en hårsman före L I. Utsaltningen av Östersjön har sålunda ej skett momentant utan först träffat södra delarna och så trängt mot norr om ock i ett relativt hastigt tempo.

2. Saltvattensgränsen vid L I faller i Kolmården på 42.5 m ö. h. Undersökningarna i Viråtrakten ha ju visat, att inga salta former finnas på 44.75 m ö. h. men väl i lagerföljden vid Spikbruket $2\frac{1}{4}$ m lägre. Därmed har SUNDELINS (1922) åsikt i viss mån bekräftats, ty han uppger sig ha funnit en saltvattenshorisont i sedimenten i sjön Skrän, Risinge sn, 40 m ö. h. Den fastställda gränsen kan anses vara en av Litorinahavets viktigaste strandnivåer.

3. Ingen av de undersökta lagerföljderna företer en sådan utbildning, att man behöver tillgripa antagandet om en transgression vid tidpunkten för Litorinahavets inbrott eller senare under gånggriftstid.

4. Då nu i Kolmården ingen transgression äger rum, kan man icke vänta att här finna några lagerföljder av den art som anträffats på Gotland och Öland med två särskilda transgressionsskikt, men då den äldre Litorinatransgressionen — speciellt på Gotland — kommit att spela en betydande roll i Östersjöns historia, är det av vikt att lära känna var stranden stod, när den första transgressionen nådde sitt maximum söderut. För att föra in den i sitt tidsammanhang är det nödvändigt att först söka anknytning med Kalmartrakten. En ovärderlig lagerföljd har G. LUNDQVIST (1928) erhållit från Resmo mosse på södra Öland, belägen högst tre mil söder om Mossberga, 8 m ö. h. och innanför den uppdämmande Litorinavallen, som här ligger 12—13 m ö. h. och som tillhör den yngre transgressionen.

Sålunda slutade manuskriptet. Den här meddelade sammanfattningen låg skriven på två blad. Efter ordet »gånggriftstid» i slutet av punkt 3 stod »Allmänt känt är ju», varefter bladet är avklippt. Sidan var paginerad 1 och den följande (punkt 4) »18», vilket synes passa med den egentliga avhandlingens slutnummer »16». »Sammanfattningen» är sålunda sannolikt mycket ofullständig, men trots detta har jag ansett det lämpligt att medtaga densamma icke minst därför att i denna klart säges ifrån att Thomasson ej funnit någon transgression i Kolmården.

I samma pappersbunt som det föregående låg ett manuskript avhandlande »Översikt av nivåförändringarna inom Kolmården» och daterat »Göteborg den $29/12$ 1929». Möjligen har THOMASSON tänkt sig, att denna uppsats skulle kunna utgöra en sammanfattning över hela Kolmårdsarbetet inklusive den i det föregående tryckta avhandlingen. Av bl. a. detta skäl tryckes den efter föreliggande uppsats.

Litteraturförteckningen har jag sammanställt efter manuskriptets uppgifter eller antydningar.

L i t t e r a t u r.

- ENGSTRÖM, T. och THOMASSON, H. 1932. Nya stenåldersboplatser inom Kolmården (Stenåldersboplatser i Östergötland I). K. Vitt. Hist. Antikv. Akad. Handl. Del 37: 3.
- , 1932. Ett boplatsoområde i Kvarsebo socken, Ibid. Del 37: 4.
- ERDTMAN, O. GUNNAR E. 1921. Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südwest-Schweden. Arkiv för Botanik. Bd 17. 1922.
- LUNDQVIST, G., 1928. Studier i Ölands myrmarker. Sv. geol. unders., Ser. C, N:o 353.
- VON POST, L., 1927. »Myrmarker» i Beskrivning till kartbladet Hemse av HENR. MUNTHE, J. ERNH. HEDE och LENNART VON POST. Sv. geol. unders., Ser. Aa, N:o 164.
- RAMSAY, W. 1926. Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Fennia 47.
- RYDBECK, O., 1928. Stenåldershavets nivåförändringar. K. Hum. Vetenskapss. Årsberättelse 1927—1928.
- SUNDELIN, U. 1922. Über die spätquartäre Geschichte der Küstengegenden Östergötlands und Smålands. II. — Greifswald.
- , 1922. Råbelövssjöns och Nosabykärrets senkvartära historia och de där gjorda stenåldersfynden. G. F. F. Bd 44.
- THOMASSON, H., 1927. Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmar-sund. (Sydsvenska nivåförändringar II). Geol. Fören. Förhandl. Bd 49.
- , 1935. Äldre baltiska skeden. Geol. Fören. Förhandl. Bd 57.

G. LUNDQVIST.

Översikt av nivåförändringarna inom Kolmården.

1. Arbetsmetoder.

Vid fältarbetet ha detaljundersökningarna inriktats dels på strandlinjerna själva dels på provtagning i lagerföljder för att bestämma tidpunkten för dessas isolering ur Östersjön. Undersökningen av de insamlade proven har visserligen ännu ej helt avslutats men ändock framförts så långt, att en definitiv tidsbestämning av strandlinjerna varit möjlig. Resultaten av de båda arbetsgrenarna behandlas för översiktlighetens skull var för sig.

2. Strandlinjer.

Jag erinrar här om att de högre strandlinjerna nämligen de mellan 95 och 155 m ö. h. förut undersökts och att resultaten redan publicerats. De under sommaren gjorda avvägningarna och kartläggningarna äro av vida mer detaljerad natur men ha i huvudsak förlagts till två områden: dels mellan St. Roten och Eketorp, dels på åsen söder om Orrekulla, alla i Krokeks s:n. Strandlinjerna följa här nedan tabellariskt ordnade i grupper. Tabellerna innehålla ett provisoriskt nummer, höjden över havet för strandlinjen (för så vitt ej annat säges utgöres denna

av strandvall) och strandvallens mäktighet. Det senare begreppet är en nyhet baserande sig på vallarnas triangulära form och härledd ur formeln för triangelytan $\frac{b \times h}{2}$. Basen utgöres i detta fall av vallens totala bredd och höjden av nivåavståndet mellan dess främre fot och dess krön.

1:a gruppen strandvallar mellan 84—95 m ö. h. från området St. Roten—Eketorp meddelas i tabell 11.

Tabell 11.

Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkningar	Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkningar
1	95.82	?		12	90.24	1.8	
2	95.40	1.6		13	89.76	2.6	
3	94.8	1.1		14	89.30	2.9	
4	94.18	?		15	88.35	2.1	
5	93.98	0.5		16	87.68	2.7	
6	93.63	2.6		17	86.95	2.1	
7	92.61	0.9		18	86.31	0.8	
8	92.44	?		19	85.91	1.0	
9	92.20	1.3		20	85.59	1.7	
10	91.51	0.6		21	84.75	7.8	Motsvarande ero- sionshak på 83.3 m ö. h.
11	90.55	1.1					

Av tabellen framgår att endast en stor strandlinje förekommer inom de angivna höjderna, nämligen erosionshaket på 83.3 m och denna strandlinje är ju förut känd såväl från Kolmården som sydligare. Ett ehuru misslyckat försök att datera densamma i Gusumtrakten har gjorts av ASSARSSON i S. G. U:s publikationer.

2:a gruppen strandvallar mellan 60—84 m ö. h. från området St. Roten—Eketorp äro följande:

Tabell 12.

Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkningar	Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkningar
22	83.03	2.5		28	81.01	?	
23	82.43	?		29	76.79	1.8	
24	82.21	1.9		30	75.73	1.8	
25	82.03	7.8	Lokalt mäktig?	31	75.43	1.8	
26	81.73	3.5		32	74.73	1.1	
27	81.23	2.5		33	74.52	2.7	

Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar	Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar
34	74.07	1.4		49	67.95	1.2	
35	73.83	0.4		50	67.83	0.6	
36	73.84	0.7		51	67.19	1.4	
37	73.80	3.4		52	66.64	2.0	
38	73.19	1.3		53	66.02	4.0	
39	72.76	0.7		54	64.41	8.5	
40	72.71	2.9		55	63.42	4.0	
41	71.87	2.2		56	62.81	13.0	
42	71.46	0.6		57	61.21	1.7	
43	71.16	0.9		58	61.07	1.5	} Oftast samgående till en stor vall.
44	70.84	3.2		59	60.97	1.0	
45	70.11	2.2		60	60.82	0.9	
46	69.39	0.9		61	60.60	6.8	} Erosionshak på 59.5.
47	69.10	2.0		62	59.49	4.0	
48	68.33	3.0					

Nedanför den stora strandlinjen vid c:a 84 m följer en rad av vallar, vars mäktighet sällan överskrider 3.5 m. Först på 66 m och med vall 53 komma ett flertal mäktiga strandlinjer. Störst är i denna profil n:r 56. Alltid kraftig har den här kommit i ett gynnsamt läge och överflyglar till och med n:r 58—61, som ofta samgående till en enda, utgör en av Kolmårdens huvudlinjer och därför kan det vara motiverat att här avgränsa denna grupp. Nivåområdet omkring 60-meters kurvan är sålunda värt att beakta vid tidsbestämningarna.

3:e gruppen strandvallar mellan 46—60 m ö. h. från området mellan St. Roten—Eketorp äro följande:

Tabell 13.

Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar	Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar
63	59.18			75	54.22	6.2	
64	58.81			76	53.42	4.6	
65	58.87			77	53.06	7.5	
66	58.09	?		78	51.85	4.0	
67	57.82	3.0		79	51.74	10.0	
68	57.58	6.4		80	51.39	7.5	
69	56.93	6.3		81	51.17	5.5	
70	56.35	4.8		82	50.99	5.3	
71	55.73	2.2		83	50.62	1.5	
72	55.36	3.1		84	50.81	3.1	
73	54.81	1.8		85	50.82	1.3	
74	54.81	3.7		86	50.30	1.1	

Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar	Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar
87	50.50	4.3		92	48.84	0.8	
88	50.43	5.4		93	48.79	10.0	Erosionshak på 47—47.5 m ö. h.
89	49.85	0.3		94	47.51	?	
90	49.76	1.8		95	46.4	—	
91	49.21	0.9					

I denna serie ha ett flertal vallar överdriven mäktighet tack vare gynnsam exponering, framförallt 77—82. Av betydande storlek är emellertid 93—94, som ersättas av ett erosionshak vid 47—47.5 m ö. h. Vid och nedanför denna linje vidtager ock en mäktig ackumulation av sand. Strandlinjen kan därför betecknas som en av de mäktigaste inom området.

4:e gruppen strandlinjer mellan 30—40 m ö. h. på åsen söder om Orrekulla (jfr fig. 1 i föregående uppsats).

Tabell 14.

Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar	Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar
96	45.8			118	37.37	0.3	
97	44.6			119	37.04	0.4	
98	44.1			120	36.82	0.9	
99	43.5			121	36.51	0.8	
100	43.15			122	36.28	1.5	
101	42.5	4.0		123	35.83	?	
102	42.04	1.0		124	35.71	?	
103	41.99	1.7		125	35.41	0.6	
104	41.82	4.8		126	35.22	?	
105	41.16	1.9		127	35.13	?	
106	40.88	2.9		128	34.35	—	Erosionshak
107	40.67	0.6		129	34.67	?	
108	40.43	1.0		130	34.00	1.0	
109	40.16	1.0		131	33.43	0.5	
110	39.82	1.3		132	33.01	?	
111	39.58	0.2		133	32.68	0.7	
112	39.41	1.8		134	32.30	1.0	
113	39.04	6.4		135	31.86	0.15	
114	38.51	0.4		136	31.27	1.2	
115	38.36	1.2		137	31.04	0.7	
116	37.92	1.3		138	30.3	—	Erosionshak
117	37.58	0.4					

I denna grupp är det osäkert om strandlinje 96 är en ny sådan, enär den kan tänkas vara densamma som 95 i föregående, vilken ligger

3 km nordligare och som sålunda bör ligga något högre. Strandvallarnas mäktighet är som regel ej stor. Mäktigare än alla äro 104 och 113. Emellertid har området två ledande strandlinjer, erosionshaken vid 34.5 och 30.3, av vilka särskilt den sistnämnda visat sig vara en mycket betydelsefull nivå, nedanför vilken en avsevärd sandanhopning ägt rum.

5:e gruppen strandlinjer mellan 25—30 m ö. h. på åsen söder om Orrekulla.

Tabell 15.

Nr	Höjd ö. h.	Mäktig- het	Anmärkingar
139	30.19	?	Förstörd
140	29.83	1.1	
141	29.65	0.9	
142	29.10	1.5	
143	28.85	?	Förstörd
144	28.12	0.9	
145	27.83	1.7	Stenåldersboplats Säter II
146	27.12	0.2	
147	25.36		Erosionshak 24.5. Stenåldersboplats Säter IV

Dessa strandlinjer bilda en liten men betydelsefull grupp. Inom detta område falla nämligen alla traktens stenåldersboplatser, som föra keramik tillhörande Säter II, III och IV. Som avslutning på serien framträder 147 eller erosionshaket på 24.5 m ö. h.

6:e gruppen strandlinjer mellan 0—25 m ö. h. (148—159 från Stormbäcken i Kvarsebo s:n, 160—172 från Bodaviken öster om Sandviken i Krokeks s:n).

Tabell 16.

Nr	Höjd ö. h.	Anmärkingar	Nr	Höjd ö. h.	Anmärkingar
148	23.86	otydlig	157	17.22	tydlig
149	23.47	tydlig	158	16.74	otydlig
150	22.49	vacker	159	16.58	»
151	21.26	otydlig	160	16.13	»
152	21.21	vacker	161	15.65	»
153	20.62	otydlig	161a	14.3	»
154	20.01	tydlig	162	12.87	tydlig
155	19.54	vacker	163	12.51	»
156	18.15	»	164	12.15	»



Nr	Höjd ö. h.	Anmärkingar	Nr	Höjd ö. h.	Anmärkingar
165	11.61	tydlig	169	6.8	otydlig
166	11.36	»	170	6.0	»
167	10.70	»	171	5.2	»
168	7.25	otydlig	172	3.2	»

I denna avslutande serie ha strandlinjerna på grund av bristande tid ej kunnat undersökas så noggrant som i det föregående. Tillsvidare föreligger också på grund av den otjänliga terrängen föga jämförelse-material. Strandlinjernas natur har därför måst antydvas i allmänna ordalag. Serien mellan 10 och 12 m tycks innesluta en grupp tydliga strandvallar.

S a m m a n f a t t n i n g: Följande stora, ledande strandlinjenivåer kunna urskiljas: 83.3; 60—63; 47; 34.5; 30.3 och 24.5 m ö. h.

3. Tidsbestämningar av strandlinjerna.

Det har visat sig omöjligt på grund av terrängförhållandena att er-hålla lagerföljder inom enbart de områden som kartlagts på strandlinjer. Lämpliga lokaler ha därför måst uppsökas inom hela det geologiska kartbladet Stafsjö samt på angränsande delar av »Nyköping». I den mån det varit möjligt och i den mån det behöfts, har jag därför måst reducera den verkliga höjden till motsvarande höjd inom strandlinje-profilernas område. Den verkliga höjdsiffran står först, den relativa inom parentes. — Proven äro som regel tagna på 5 cm:s avstånd från varandra i profilerna. De ha sedermera analyserats i avseende på pollen och diatomacéer. Med hjälp av diatomacéfloras växlingar har isoleringsnivån fastställts.

- Tm 84.0 m ö. h. 600 m SO St. Roten, Krokek. Isolering av detta bäcken äger rum kort efter E II men före A I (Ancylossjöns inbrott). A II eller Ancyclusmaximum ligger här 20 cm ovan isoleringskontakten.
- Tm 80.8 m ö. h. 50 m V föregående. Isolering betydligt senare och efter A I men före A II, som här faller i ovanlagrande torv.
- Tm 71.5 m ö. h. 300 m S om 84.4 och V om brostugan. Lagerföljden innehåller endast torv på underlag av sand. Ett hiatus föreligger i kontakten mellan båda och torvbildningen börjar sannolikt mellan M I och M II.

- Tm 69.75 m ö. h. 300 m ONO Fjuk på Täby sockenallmanning. Lagerföljden utgöres av c:a 2 m torv på sand. Även här ett hiatus mellan sanden och torven. Torvbildningen börjar sannolikt vid A IV.
- Tm 67.7 m ö. h. Lilla Roten, Krokeks s:n. Baltisk lera överlagras här av lakustrin gyttja, men även här innesluter lagerföljden ett stort hiatus. Leran tillhör tiden före A II, men gyttjan började bildas först efter L I, alltså under Litorinatid.
- Tm 65.62 m ö. h. Stora Roten. Lagerföljden i allt som föregående.
- Tm 64.4 m ö. h. St. Hjortmossen i Kvarsebo s:n. Den mycket sammanträngda lagerföljden ger vid handen, att isoleringen sker avsevärt före A IV och sannolikt före A II.
- Tm 63.0 m ö. h. Hampsjön i Krokek. I stort sett är lagerföljden av samma art som i Stora och Lilla Roten.
- Tm 58—59 m ö. h. 1 km NV Övre Virå i Björkviks s:n. Höjden kan reduceras till c:a 56 m. Lagerföljden är ännu ej fullt genomarbetad men anger måhända isolering vid A IV.
- Tm 50 m ö. h. 1 km N om Djupvik i Kvarsebo s:n. Har ännu ej bearbetats.
- Tm 48 m ö. h. 500 m SO Oxåker i Krokeks s:n (jfr föregående uppsats). Isolering vid M II kort före Litorinahavets inbrott. Lagerföljden innesluter litoralsediment från Mastogloiatiden. Floran i dessa synes ange ett alldeles sött vatten i Baltikum i motsatts till förhållandena söderut, där man börjar spåra inverkan av en låt vara svag salthalt.
- Tm 44.75 m ö. h. 1 km S om Virå i Björkviks s:n (jfr föregående uppsats). Isolering omedelbart före L I. Inga spår efter saltvattensdiatomacéer.
- Tm 42.5 (41—41.5) m ö. h. (Jfr föregående uppsats.) Saltvatten har inkommit i Östersjön vid nivå L I, som alltså är belägen på denna höjd. Kort härefter isoleras bäckenet ur Litorinahavet, sannolikt något före äldre Litorinamaximum på Gotland. Denna torvmark ligger 400 m Ö föregående.
- Tm 41.0 (39.5—40) m ö. h. Intill St. Mjugg i Kila s:n. Helt som föregående (jfr föregående uppsats).
- Tm 40.0 (38.5—39) m ö. h. Bysjön i Kila s:n. Som föregående.
- Tm 37.5 (36) m ö. h. 200 m S om Skärsjön i Kila sn (jfr föregående uppsats). Isoleringen här något senare än i de tre föregående, där den praktiskt taget skett samtidigt. Sannolikt ligger här Gotlands äldre Litorinagräns.
- Tm 36.0 (34.5) m ö. h. Omedelbart S om Skärsjön i Björkvik (jfr föregående uppsats). Isoleringen en hårsman senare än i

- föreg. men fortfarande före L II eller den yngre Litorinatransgressionen.
- Tm 35.0 (33.5—34) m ö. h. Skärsjön i Björkviks s:n (jfr föregående). Isolering en hårsån efter föregående men före L II.
- Tm 27.0 m ö. h. 300 m Ö Mörtån i Krokeks s:n. Ännu ej undersökt.
- Tm 26.21 m ö. h. 300 m Ö om föreg. Ännu ej genomgången.
- Tm 24.36 m ö. h. 600 m Ö om Orrekulla i Krokeks s:n. Isolering kort efter L II. Tidsbestämmer boplatserna med keramik Säter IV.

4. S a m m a n f a t t n i n g.

1) Strandlinjen på 83.3 m, som är en transgressionsgräns, bildades kort efter E II av det transgredierande Echineishavet.

2) Strandlinjerna mellan 60—64 m tillhöra av tm 64.4 att döma tiden för A II eller *Ancylus maximum* söderut.

3) Strandlinjerna på 47 m tillhör tiden M I—M II och är sålunda Mastogloiagränsen.

4) Omslaget till salt vatten i Östersjön äger rum på c:a 41.5 m. Här ligger alltså L I.

5) Gotlands äldre Litorinagräns är sannolikt att förläggas till 36 m.

6) Den yngre Litorinagränsen motsvaras sannolikt av erosionshaket på 30.3 m, som sålunda ekvivalerar Järavallens övre komponent.

7) Strandlinjen på 24.5 m uppkommer kort efter L II.

8) Varje antydning till såväl *Ancylus*- som Litorinatransgression saknas.

9) ASSARSSONS undersökningar i Gusumtrakten äro sålunda genomgående felaktiga både i avseende på strandlinjen kring 70 m:s kurvan där som i avseende på Litorinatransgressionen.

10) VON POSTS tidssättning av Svea älvs upphörande blir genom resultaten från Kolmården felaktig och likaså hans strandlinjekombinationer för Östkusten.

11) Den äldsta bebyggelsen i Kolmården, trindyxkulturen med boplatser på c:a 38 m, är samtidig med Gotlands äldre Litorinagräns.

12) Keramikboplatserna begynna omedelbart med L II, och den dåtida kulturen kan anses vara uppbyggen av ett folk, som genom den väldiga transgressionen i södra Östersjön vid L II tvingas att överge sina forna boplatser och söka nya fiskevatten norrut.

Göteborg den ²⁹/₁₂ 1929.



H. THOMASSON.

Några minnesord.

Den sista oktober nådde mig det smärtsamma budet, att HARALD THOMASSON helt hastigt avlidit i bukhinneinflammation. För Geologiska Föreningen torde han personligen varit mindre känd, då hans verksamhet huvudsakligast varit förlagd utanför Stockholm.

H. THOMASSON — som han själv alltid skrev sig — föddes den 20 juli 1893 i Häradshammar i Östergötland, där fadern var folkskollärare och kantor. Efter studentexamen i Norrköping och universitetsstudier i Uppsala, avslutade med magisterexamen, kom han som lärare till Torsby. Därefter anställdes han vid Sveriges geologiska undersöknings torvinventering. Vid personalindragningen där återinträdde han på lärarbanan efter att ha genomgått licentiatkursen i zoologi, gick provår i Uppsala, kom sedan till Östersund, Västra realskolan i Göteborg och Kommunala mellanskolan i Trollhättan för att slutligen i höstas återvända till sin gamla skola i Göteborg. Sedan 1929 har han varje sommar deltagit i S. G. U:s

arbeten i Bergslagen. Detta är den yttre ramen kring hans liv. Hans dagliga gärning var sålunda lärarens, men vid sidan härav har han i forskningens tjänst gjort en viktig och bestående insats. En återblick därpå kan vara motiverad.

I en av tidningsnotiserna om THOMASSONS jordfästning benämndes han »läroverksadjunkten och naturforskaren». Förmodligen visste ej notisförfattaren, hur adekvat det sista epitetet var. THOMASSON var ursprungligen zoolog, det var hans huvudämne i examen. Men hans forskarebana kom att förete en ovanlig kurva, som i någon mån avspeglas i den bifogade publikationsförteckningen. Då vi i början av hans anställning vid Sveriges geologiska undersökning blevo bekanta, möttes våra intressen i sjöundersökningar från olika utgångspunkter. Hans avsågo huvudsakligen sjöarnas djurplankton, främst copepoder och *Bosmina*. På studiet av dessas ekologi, särskilt skalömsningen, har han nedlagt ett otroligt, helt opublicerat arbete. Men kunskapen om djurplanktons näringsfrågor nödvändiggjorde kännedom om växtplankton. Till de viktigaste konstituenterna däri höra diatomacéerna, och då deras systematik som bekant är synnerligen krånglig, fångades THOMASSONS intresse alltmera av dem. Han kom därigenom in på SUNDELINS arbeten, särskilt de som behandla sydostkustens och Kalmarsunds nivåförändringar, och jag minnes ännu, hur han »läste SUNDELIN med blyertspenna» under 2 månaders tid. Därmed var han ohjälpligt fast i Kalmarsundsområdet som sedan kom att hålla hans intresse vid makt resten av livet. Han tog upp egna fältarbeten där och återvände sedan dit flera gånger, särskilt till Mossberga, tog allt tätare provserier och mikroskoperade på nytt med oförtruten energi. En naturlig utveckling av detta arbete var, att THOMASSON i samband med de yngre strandnivåerna kom in på arkeologiska frågor, varpå han intill slutet nedlade ett intresserat arbete. Denna återblick förklarar, enligt min uppfattning, den konsekventa förändringen av hans intressen.

En kritisk granskning av hans arbeten är icke på sin plats här — den torde nog komma i samband med de många problem han behandlat — endast en resumé av vissa huvudpunkter däri må givas.

Första gången THOMASSON publicerade något var, såvitt jag kunnat finna, diskussionsinlägget mot A. CLEVE-EULERS gungningshypotes 1923. Vi hänvisade där till våra erfarenheter, att diatomacéerna förekomma zonerade på såväl sjöbotten som på vegetationen etc., och detta sattes i relation till sjöarnas ljushushållning. Dessa resultat möjliggjordes av införandet av produktionsbiologiska synpunkter. Då de alltså framläggas som siffror och diagram äro

de ju så objektiva man kan begära, och det var denna metodik och dess synpunkter, som blev en grundförutsättning för THOMASSONS livsverk. En del av de premisser, varpå det anförda diskussionsinlägget grundade sig, framlades i redogörelsen för Lekvattnet 1924, som gott kan sägas innehålla en nyorientering å sjöforskningsområde. Den metodik, varpå de föregående arbetena grundade sig, hade länge legat färdig i redaktionens låda, men av trycktekniska skäl kom den ej ut förrän 1926. Det var THOMASSONS bidrag till ABDERHALDENS Handbuch. Där beskrivas utförligt hans arbetsmetoder avseende såväl påväxt- som bottenformer, levande och dött material. Skillnad göres om arbetet gäller att fastställa zoner eller produktion. I förra fallet arbetas med relativtal, i senare med individantal per 1 cm², då det gäller påväxtformer. Bottenformproduktionen däremot omräknas till antal per cm². Genom zoneringsundersökningarna, varpå som exempel resultatet från 4 sjöar framlades, fastställdes förekomsten av en undre gräns för mikrofyterna, alltså en mikroelitoral. Denna gräns benämnde THOMASSON UGE (untere Grenze des Elitorals). Den är en av sjöarnas viktigaste ledlinjer och står i relation till transparensen, alltså sjöarnas ljushushållning. Efter denna indelade THOMASSON sjöarna i I polyfotiska (UGE djupare än 12 m), II mesofotiska (UGE mellan 3—12 m), α -mesofotiska (UGE mellan 7 och 12 m), β -mesofotiska (UGE mellan 3 och 7 m) och III oligofotiska sjöar (UGE ovanför 3-m:s-nivån). Utanför UGE mötas vi av en rent profundal miljö.

Med detta arbete måste man tyvärr säga, att det första skedet i THOMASSONS författarverksamhet avslutats. Han har dock under årens lopp undersökt c:a 300 av de små sjöarna och tjärnarna nedanför Helagsfjället i Härjedalen. Hans idé var att där studera olika faktors betydelse i så att säga renodlat skick. Senast i somras var han där och utförde ett par hundra kalkbestämningar. Ännu föreligger icke en rad publicerad om dessa arbeten, vilka påbörjades 1925 och fortsattes sedan dess under ett flertal somrar.

1926 kom den första delen av Sydsvenska nivåförändringar avhandlande strandlinjerna på Skägganäs i Kalmarsund. Den följdes 1927 av den på nya data och idéer rika del II: Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. Arbetet upptager till granskning efter moderna metoder (pollen- och diatomacéanalys) en del klassiska strandlinjelokaler vid Kalmarsund (Fågelmara, Vassmolösa, Ljungby, Ramsås, Kungsholmen, Mossberga) samt Lina myr på Gotland. Arbetet är genom sin koncentration mycket svårläst, men en god hjälp har läsaren i ett schema över utvecklingen på de olika lokalerna. Det viktigaste

med denna undersökning synes mig vara, att vi därigenom fått en vidgad syn på Ancylussjöns förstadiet, av vilka en del läto sig anas i HOLSTS undersökningar. Dessa förstadiet äro ett arktiskt, som provisoriskt benämndes Y-stadiet, Gyrosigma-sjön och Echineishavet i nämnd ordning. Mikrofloran i den förra karakteriseras främst av *Gyrosigma attenuatum*, *Fragilaria*-arter, *Melosira islandica* subsp. *helvetica* m. fl. och i den senare *Campylodiscus echeneis*, *C. bico-status*, *Diploneis interrupta*, *D. Smithii*, *Nitzschia navicularis* o. a. Pollenanalytiskt igenkänns Echineisavlagringar på det stora »subarktiska» *Betula*-maximet, strax under vilket relativt riklig *Hippophæ* brukar förekomma. Gyrosigmaavlagringarna hysa en isole-rad *Alnus*kurva bl. a. Först efter dessa skeden avlagrades de verkliga Ancylussedimenten med sin av *Epithemia Hyndmanni*, *Stephanodiscus astraea*, *Melosira islandica* subsp. *helvetica* m. m. karakteriserade mikroflora. Maximet markeras av pollennivån A II. Efter Ancylussjön följde Mastogloiahavet som ett övergångsskede till Litorinahavet. Gränsen mellan de senare markeras av pollennivån L I, som ligger vid saltvattnets inbrott och av THOMASSON fixeras till gränsen mellan Gotlands pollenzoner VI och V i von POSTS schema. Nivån L II, vars fixering hos läsarna vållat mycket huvudbry, ligger i yngsta delen av zon IV. Slutligen må erinras om, att THOMASSON i en efterskrift godkänner min datering av Ölands Östra Landborg, enligt vilken den motsvarar hans Gyrosigmavall.

Tredje delen av Sydsvenska nivåförändringar behandlar Kolmårdens högre strandlinjer. Däri påvisas ett stort antal strandlinjer, vilka dateras med tillhjälp av de på bladen Karlsborg och Lugnås iakttagna. Enligt citat i THOMASSONS tryckta skrifter föreligger även ett tyvärr opublicerat arbete om Kolmårdens lägre strandlinjer. Det tryckes posthumt i föreliggande häfte av G. F. F.

1932 framlade THOMASSON en revision av ASSARSSONS strandlinjer på bladet Gusum, grundad även på egna fältiakttagelser. Genom sina detaljerade systematiska och biologiska undersökningar kom han till andra resultat än ASSARSSON. Sålunda anser han ASSARSSONS A. G. vara en Echineisgräns. ASSARSSON anser, att Litorinagränsen är en transgressionsgräns (beloppet = 6.5 m), medan enligt THOMASSON Litorinasedimenten visserligen nå till 36.5 m men visa en kontinuerlig utveckling, alltså utan transgression. I anslutning till redogörelsen för Gusumområdets nivåer lämnas en motsvarande över Kolmårdens, varefter båda områdenas sammanknytas med Kalmar-sundstraktens. De äldre nivåerna sammanfattas sedan i ett strandlinjediagram för sydostkusten (G. F. F. Bd 54, sid. 172). Det må framhållas, att THOMASSONS slutsatser nyligen bekräftats av HYYPPÄ.

För en närmare datering av de yngre nivåerna är man hänvisad att söka anknytning till arkeologiska data. THOMASSON kom på så sätt i kontakt med det inventeringsarbete, som T. ENGSTRÖM utförde på Kolmårdens sydsluttning. Resultatet av detta arbete förelåg 1932 under sammelnrubriken Stenåldersboplatser i Östergötland I. Ett 20-tal nya keramikrika boplatser utöver de genom NERMAN kända beskrevos där. Ur nivåförändringssynpunkt är det av vikt, att nedergränserna för Sätternivåerna därigenom preciseras sålunda: Säter II 27.5 m, Säter III 26—26.5 m och Säter IV 24 m. Vidare utsåges här, att strandlinjen 30.2 m är synkron med Kalmartraktens L II, senare daterad till 3200 f. Kr.

Dessa arbeten voro inledningen till THOMASSONS »arkeologiska stadium». När han som lärare blev knuten till Västra Realskolan i Göteborg tog han itu med strandlinjeundersökningar på Västkusten. För Göteborgs-arkeologerna blev han en hjälpare i nöden i sådan utsträckning, att hans egna arbeten (med fjällsjöarna) därigenom definitivt skrinslades, åtminstone i praktiken. De första frukterna av detta samarbete med arkeologerna voro »Äskekärrsbåten» och »Sandarna-boplatzen».

Äskekärrsbåten utgör resterna av en spantbyggd skuta anträffad vid Göta älvs östra strand 9 km N om Kungälv. THOMASSON har, genom ett arbete, som är betydligt mödosammare än den oinvidge anar, lyckats datera fyndlagerföljden. Det av honom utarbetade pollendiagrammet därifrån är av stor vikt för fortsatta dateringar i dessa trakter. Resultatet av undersökningen sammanfattar han så, att åldern kan avgränsas till slutet av 700- och början av 800-talet. Vattendjupet på fyndplatsen var då minst 2¹/₄ m.

Samma år som föregående arbete, 1934, kom den stora Sandarnaundersökningen, utförd tillsammans med JOHAN ALIN och NILS NILSSON. Arbetet innehåller dels en detaljundersökning av boplatsområdets geologiska utveckling och själva kulturlagrens plats i denna, dels pollen- och mikrofossilanalyser från andra lagerföljder inom Göteborg och dess närmaste grannskap. Man må ha vilken uppfattning som helst om THOMASSONS ofta långt drivna och preciserade tolkningar av dessa diagram, men de utgöra en bestående tillgång för det vidare utforskandet icke endast av Göteborgstrakten utan även av hela Västkusten. Utan det mödosamma »räknandet» skulle Västkustforskningen saknat denna fasta ryggrad. Det är dock att märka, att denna detaljundersökning endast avser det tidsavsnitt, inom vilket »Sandarna» måste falla. Redan av lagerföljden på fyndplatsen stod det klart, att en omfattande transgression ägt rum efter boplatstiden. Detaljundersökningen av strandför-

skjutningen är därför ej framförd längre än till tiden för äldre *Litorinamaximum*. THOMASSON framhåller dock, »att ingenting framkommit som tyder på en yngre transgression i Göteborgstrakten, men naturligtvis utesluter detta icke retardationer och uppehåll i strandens förskjutning».

En närmare redogörelse för det omfattande arbetet medger ej utrymmet. Det bästa referatet av de geologiska resultaten erhålles av THOMASSONS egna diagram fig. 70 och 75, till vilka jag här hänvisar. Av dessa diagram framgår, att THOMASSON ansåg transgressionen på Västkusten äldre än i Östersjön, en uppfattning, mot vilken dock kritik redan framförts av SANDEGREN.

Så sent som 1935 återvände THOMASSON till sitt speciella arbetsområde, Mossberga, vid Kalmarsund. Redan 1927 hade han där sett en del gamla lerlager med en pollenflora av värmekrävande arter. Jag uppmanade honom ofta att publicera dem, vilket dock skedde först 1935, sedan han 1934 kompletterat undersökningen. Kontentan därav är, att *Ancylus*-, *Echineis*- och *Gyrosigma*lagren underlagras av fossil- och pollenfria leror. Men under dem följa leror med en rik diatomacéflora och rikligt pollen, och, detta är det viktigaste, pollen av så värmekrävande trädslag som ek, lind, alm, hassel och al. Den sista kan finnas i upp till 50 %. Diatomacéflororna äro av omväxlande färsk- och saltvattenstyp. De förra tillhöra avlagringar, för vilka THOMASSON införde begreppet *Forngyrosigma*sjön, de senare *Rhabdonemahavet*. Hela utvecklingsgången blev då enligt hans schema Baltiska issjön → *Yoldiahavet* → *Forngyrosigma*sjön → *Rhabdonemahavet* → *Gyrosigma*sjön → *Echineishavet* → *Ancylus*sjön → *Mastogloiahavet* → *Litorinahavet*. Slutligen må här understrykas det intressanta påvisandet av en relativt värmekrävande skogsvegetation (ädla lövträd o. a.) under *Forngyrosigma*sjöns och *Rhabdonemahavets* tid, efterföljd av *Dryas*-flora etc. under *Gyrosigma*-tid. Utöver detta skulle jag vilja framhålla *Hippophaë*-rikedomen, tydande på en viss skoglöshet under *Enchineis*tid. Med detta arbete är THOMASSONS mångåriga verksamhet inom Kalmarsundsområdet slut.

»Åldersgrupperingen inom västsvensk stenålder» var det sista arbete han fick se färdigtryckt. Det innehåller en sammanfattning av strandlinjerna inom Bohuslän, till vilka boplatser och fynd från Orust och Tjörn satts i relation. Resultaten koncentreras i form av några diagram av stor vikt för fortsatta utredningar av Västkustens nivåförändringar.

THOMASSON hann slutredigera och till tryck inlämna ytterligare ett arbete. Första korrekturet därav diskuterade han med NIKLAS-

SON endast några timmar innan den avgörande dödskampen började. Arbetet är »Harpunfyndet från Hästefjorden». Det innehåller en datering efter moderna utgångspunkter av det åren 1867—1868 gjorda fyndet. Resultatet är, att det tillhör äldre Tapeetid (i THOMASSONS betydelse). I anslutning till detta fynd diskuteras en stor del av de nordeuropeiska »benåldersfynden», varöver f. ö. meddelas 2 kartor av stor vikt, den ena över »den stortandade harpunen». Om denna säges i slutet av uppsatsen: »Hästefjordstypen har utformats på ett tidigt kulturstadium hos en renjagande tundrebefolkning och konservativt behållit sin form genom årtusenden.» Och vidare: »Den stortandade harpunens tiotusenåriga användning visar till fullo, att den, som en gång undfick idén, utformade den på ett sätt, som redan från början bragte redskapet upp till högsta grad av ändamålsenlighet.» Denna mening avslutar H. THOMASSONS vetenskapliga verksamhet.

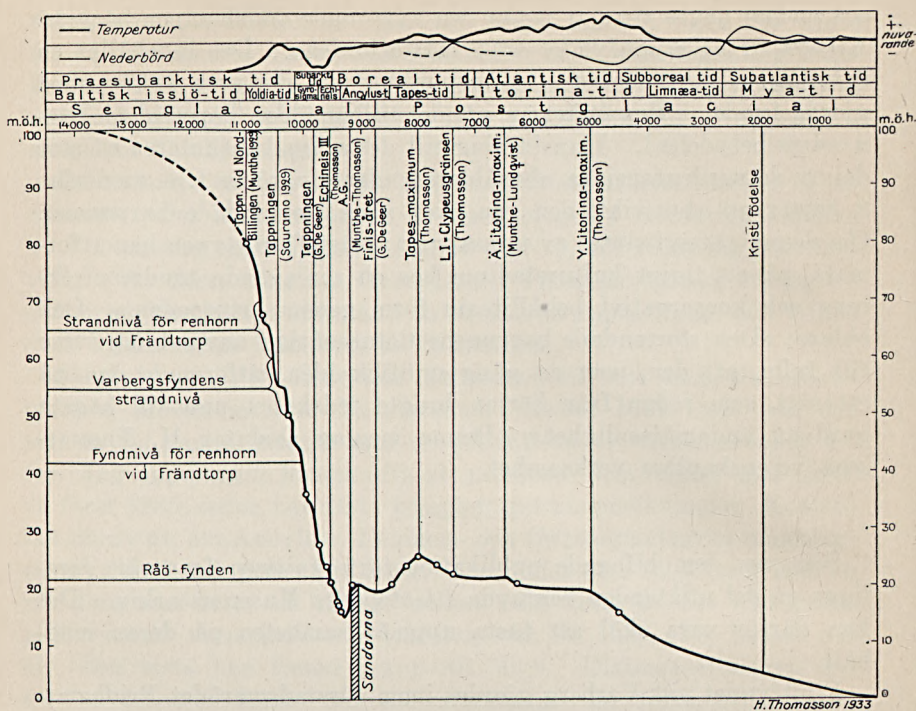
Som av den bifogade publikationsförteckningen framgår, föreligga en del utlåtanden begravda i Göteborgs Museums arkiv. Det kan därför vara skäl att fästa uppmärksamheten på deras innehåll.

Flintfyndet vid Varberg gjordes inom förstadsområdet Fridhemsberg. Alldeles oavsett om flintan verkligen är bearbetad eller ej, är THOMASSONS datering av intresse. Denna grundar sig på en konnektion mellan strandlinjerna i Varbergs- och Göteborgstrakterna. Resultatet är, att fyndet är äldre än Gyrosigmasjön. Tidsställningen kan f. ö. utläsas av fig. 75 i Sandarna-arbetet samt av bifogade figur.

Renfyndet gjordes nära Frändtorp i Örgryte s.n. Dateringen är byggd på strandlinjeläget och lagerföljden på fyndplatsen (grus- och lerlager med skal av mollusker etc.). Om åldern säger THOMASSON, att »renhornets inlagring skett från en strandnivå mellan 60—70 m ö. h.». Det är äldre än artefakterna från Varberg (jfr det föreg.) och äldre än alla de av ISBERG undersökta fynden.

I samma utlåtande diskuteras ett renfynd från Kuröd gjort av T. RINGSTRÖM 1927. Det anses vara yngre än Frändtorpshornet och ungefär samtidigt med Varbergsfyndet. Därtill fogas: »Jag betraktar det också som sannolikt, att människan redan levde i trakten när Kurödsfyndet inbäddades i skalgruset.»

I samma utlåtande finnes ett diagram över traktens senkvartära utveckling. Då det synes mig ge en god sammanfattning av THOMASSONS uppfattning om dessa frågor och är fylligare än det i San-



H. THOMASSONS uppfattning om sambandet mellan vissa senkvartära data i Västkustens utveckling, bifogad utlåtandet om renhornet vid Frändtorp.

darna-arbetet publicerade diagrammet meddelas det här i renritat men i övrigt oförändrat skick.

»Gottskärsfyndet» gjordes vid Skifta, Onsala s:n. Åldersdiskussionen grundar sig på ALINS tidigare och THOMASSONS egna utgrävningar, pollen- och diatomacéanalyser. Den arbetade flintan förekommer i två skilda lager; en avsevärd del därav är svallad. Ehuru intet tyder på, att själva det utgrävda området varit bebott säges, att lägsta nivån för en eventuell bebyggelse måste ha varit 11 m och den högsta 17.5 m. Till tiden motsvarar detta 6000—6500 f. Kr.; de äro alltså — vilket THOMASSON särskilt framhåller — samtida med mina »epipaleolitiska redskapsfynd» från Öland. En stor del av materialet nedspolades vid Tapestransgressionen. De i ytlagren anträffade artefakterna ha samma ursprung men ligga nu i lager tillhörande gånggriftstid tack vare strandoscillationerna. Bebyggelse kan ha förekommit också under denna tid, då redskapsstyper därifrån finnas. »Omlagringsarbetet» kan enligt THOMASSON ha fort-

satt ett gott stycke in i järnåldern. Som av detta framgår äro förhållandena vid Gottskär synnerligen invecklade. Ett klarläggande därav skulle icke ha kunnat göras utan THOMASSONS ytterst detaljerade arbeten både i fält och i kvarteret.

En sammanfattning av THOMASSONS vetenskapliga arbeten visar, att de vila till stor del på en metodik som han utarbetade för 15 år sedan. På denna fasta grund har han uppslagsrikt, konsekvent och målmedvetet byggt upp sin lära om sydostkustens nivåförändringar. Mest ingående har Kalmarsundsområdet behandlats. Orsaken till, att han där lyckades finna de allra äldsta stadierna i områdets utveckling beror på, att han hade energi nog att fortsätta arbetet igenom de fossilfria lerorna, där andra tydligen ansett det lönlöst att fortsätta. I den mån det varit möjligt, ha de av THOMASSON urskilda utvecklingsstadierna av honom sammanbundits och åldersbestämts även med arkeologiska data. Samma synpunkter ha väglett honom på Västkusten, och han hade redan lyckats att sammanknyta en del av dess utvecklingsskeden med Ostkustens.

Den återblick på THOMASSONS arbeten — bortsett från litteraturreferaten — jag här försökt att ge kan knappast göra densamma full rättvisa. Den torde dock ha klarlagt, att det är flera både stora och hårdknäckta problem han givit sig i kast med. Hans slutsatser voro ofta originella, och det generade honom ej, om de gingo stiek i stäv mot äldre åsikter. Han har därför i en del fall beskyllts för att pressa materialet, och för en viss kritiklöshet. Det kan nog te sig så, men min erfarenhet är, att han ofta snarare var så kritisk, att han tog sig vatten över huvudet. Sålunda skrev han 1935, då jag som vanligt försökt få honom att publicera sina fjällsjöarbeten, att han efter tre veckor fått lägga ned arbetet: »— — — och nu får jag ställa betydligt mindre mål för arbetet men framåt går det. Snigeln vann ju över haren.» Tyvärr gick det ej så. Hur än framtiden kommer att ställa sig till hans slutsatser, måste man alltid erkänna den utomordentliga vikten av det material han framlagt. Dess betydelse ligger främst däri, att han så långt sig göra låter meddelat detsamma på ett objektivt sätt. Den röda tråden däri bestod av siffror och diagram. »Sätt dig ner och räkna först» var hans maxim. I den polemik vi tillsammans nödgades föra 1923 blev omdömet om en sådan metod — då det gäller diatomacéer — att den är av »inskränkt användbarhet» och »i regel stöter på oövervinnliga svårigheter» samt, att den »kräver forskarens tid och nerver i orimlig grad». När jag för denna nekrolog änyo genomläst

THOMASSONS samlade produktion, vill jag understryka, att det verkligen ligger en sanning i detta sista påstående. Han har faktiskt utfört ett oerhört arbete, som icke kan värdesättas av den som ej försökt sig därpå. Att kväll efter kväll sitta och räkna under mikroskopet — allt hans här refererade arbete har ju utförts på fritid — är ganska påkostande i längden. Under särskilt ansträngande ar-



H. THOMASSON vid Hovran sommaren 1937. Under fältarbetet var han alltid behängd med allehanda grejor och gav intryck av ohämmad livskraft.

beten höll han sig uppe med, att hans hustru kokade starkt te, som han drack under mikroskoperingen till långt in på natten. För THOMASSON voro dock sådana arbeten en naturlig sak, han var en arbetsmyra som få, och hade dessutom ett brinnande intresse för sina många uppgifter.

Hans arbetsförmåga kan jag bedöma bättre än de flesta, då han varit med mig under Sveriges geologiska undersöknings sommararbeten i Bergslagen i många år. THOMAS — det namn under vilket han alltid gick bland oss — kom där senare än någon annan hem från skogen, och sedan satt han till långt in på kvällen och utarbetade

dagboken och kartorna. Med särskild förtjusning ritade han små specialkartor. Då han höll på med en liten lapp, gärna stor som ett frimärke, trivdes han bäst. Han förde då tuschpennan långsamt och nästan vertikalt mot papperet, sög ihärdigt på pipan och talade föga men då i korta, avbrutna satser. Men så kunde han plötsligt titta upp, ta pipan ur munnen, så blänkte det till i de blå ögonen och en lyckad, ofta litet frän formulering serverades. Han var då som en av mina gamla lärare brukade säga »en dräplig man». Det är ofattligt, att han är borta för alltid!

I fältarbetet var THOMASSON ovanligt skarpsynt och kvicktänt. Man kunde därför med fullt förtroende överlämna ett arbetsområde till honom. Endast några orienterande ord behövdes, för att han skulle fatta ens intentioner och synpunkter. Och man behövde ej riskera, att han tappade varken de stora linjerna eller detaljerna. Otaliga äro de geologiska konturer han noggrant utformade på våra Bergslagsblad, konturer som icke äro slentrianmässiga utan väl återge traktens geologiska särart.

I umgänget med kamrater och andra var han på samma gång kollegial och smått faderlig — särskilt vid samtal med folket i byggena blev detta sista drag påfallande — men trots sitt vänliga sätt släppte han ingen in på livet i första taget. Men var och en måste ha fått ett intryck av, att detta var en karl, som inte pratade i vädret, en karl, på vars ord man kunde lita. Hade man en gång vunnit hans förtroende och vänskap och ej missbrukade dem, hade man en vän för livet. Man kan därför ej glömma vännen THOMAS.

G. Lundqvist.

H. THOMASSONS utgivna skrifter.

1923. Diatomacéekologien och kvartärgeologien (tillsammans med G. LUNDQVIST). G. F. F. Bd 45. Stockholm.
1924. Sjön Lekvattnet i Värmland. En limnologisk orientering (tillsammans med G. LUNDQVIST). Sv. geol. unders., Ser. C, N:o 323. Stockholm.
1924. Diatomacéanalys och kvartärgeologi. Svar till Dr A. CLEVE-EULER (tillsammans med G. LUNDQVIST). G. F. F. Bd 46. Stockholm.
1926. Methoden zur Untersuchung der Mikrophyten der limnischen Litoral- und Profundalzone. ABDERHALDENS Handbuch der biol. Arbeitsmeth. Lief. 184. Abt. IX. Teil 2.
1926. Strandlinjer på Skägganäs. (Sydsvenska nivåförändringar I.) G. F. F. Bd 48. Stockholm.
1926. Referat av FR. HUSTEDT: Die Bacillariacéen-Vegetation des Sarekgebirges. Naturw. Unters. d. Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland, geleitet von Prof. AXEL HAMBERG. Bd III. Lief. 6. — G. F. F. Bd 48. Stockholm.
1927. Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. (Sydsvenska nivåförändringar II.) G. F. F. Bd 49. Stockholm.

1927. Kolmårdens högre strandlinjer. Sydsvenska nivåförändringar III.) G. F. F. Bd 49. Stockholm.
1927. Referat av G. LUNDQVIST: Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. Die Binnengewässer Bd II. Stuttgart 1927. G. F. F. Bd 49. Stockholm.
1928. Autoreferat av H. THOMASSON. Zeitbestimmung und Zeiteinteilung des Baltikums in der Kalmargegend, se föreg. sida 1927. G. F. F. Bd 50.
1928. Autoreferat av H. THOMASSON. Die höheren Uferlinien am Kolmården, se ovan 1927, Ibid.
1929. Referat av K. JESSEN and V. MILTHERS: Interglacial freshwater deposits in Jutland and north-west Germany. Danm. geol. Unders. II. Række. No. 48. København 1928. G. F. F. Bd 51. Stockholm.
1929. Några anmärkningar till B. HALDENS uppsats: »Kvartärgeologiska diatomacéstudier» (tillsammans med G. LUNDQVIST). G. F. F. Bd 51. Stockholm.
1932. Ancyclus- och Litorinagränser på geol. kartbladet Gusum. G. F. F. Bd 54. Stockholm.
1932. Nya stenåldersboplatser inom Kolmården. (Stenåldersboplatser i Östergötland I.) [Tillsammans med T. ENGSTRÖM.] K. Vitt. Hist. Antikv. Akad. Handl. Del 37: 3. Stockholm.
1932. Ett boplatsoområde i Kvarsebo socken. (Stenåldersboplatser i Östergötland I.) [Tillsammans med T. ENGSTRÖM.] Ibid. Del 37: 4. Stockholm.
1934. Åskekärrsbåten (tillsammans med PHILIBERT HUMBLA.) Göteb. Boh. Fornm. fören. Tidskr. 1934. Göteborg.
1934. Stenåldersboplatsen på Sandarna vid Göteborg (tillsammans med JOHAN ALIN och NILS NIKLASSON). Göteb. K. Vetensk.-Vitterh.-Samh. Handl. Femte följden. Ser. A. Bd 3, N:o 6. Göteborg.
1935. Äldre baltiska skeden. G. F. F. Bd 57. Stockholm.
1935. Beriktigande i avscende på den s. k. postglaciala gränsen i norra Halland. G. F. F. Bd 57. Stockholm.
1937. Åldersgrupperingen inom västsvensk stenålder. Göteb. Boh. Fornm.fören. Tidskr. 1936.
1937. Harpunfyndet från Hästefjorden. Ibidem 1937.
1938. Kolmårdens Litorinagränser jämte en översikt av nivåförändringarna inom Kolmården. G. F. F. Bd 60. (utgiven av G. LUNDQVIST.)

I Göteborgs Museum föreligga utlåtanden om olika fynd, varav följande enligt meddelande av intendenten NILS NIKLASSON här kunna anföras:

- Dec. 1931. Yttrande angående tidsställning för ett vid Varberg påträffat lager, innehållande bearbetad flinta.
25. 1. 1933. Besiktning av fyndplatsen för ett renhorn vid Frändtorp den 15 januari 1932. (Rubrik med innehållsbeteckning saknas.)
6. 10. 1933. Utlåtande rörande åldern å artefaktförande lager vid Skifta, Gottskär i Onsala sn.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

IX. X-Ray Studies on Triphylite, Varulite, and their Oxidation Products.

By

CARL OLOF BJÖRLING and A. WESTGREN.

(MS. received ¹²/₁ 1938.)

In connection with an investigation started by P. QUENSEL on minerals recently discovered at Varuträsk in north Sweden one of the present authors (WESTGREN) has at the request of Professor QUENSEL taken some X-ray powder photographs of triphylite, ferri-sicklerite and heterosite. The patterns thus obtained covered the diffraction range 58—115°. They were reproduced in the report in which QUENSEL describes these substances, proving that each of them may be considered to be a special mineral.¹

The X-ray investigation has now been carried on to the point where it can be shown that although the specimens may be looked upon as three different minerals, they are at the same time very similar in structure. This seemed already likely from an inspection of the powder photographs containing the least deviated interferences which resembled each other strikingly, and a closer examination of the complete set of powder photographs has proved it beyond doubt.

Triphylite has been investigated by B. GOSSNER and H. STRUNZ, who found that the number of atoms in its translation group is the same as that in olivine and monticellite while the dimensions of its unit cell agree closely with those of the said minerals.² They have therefore concluded that the atomic grouping of triphylite is analogous to that of olivine and monticellite. Its unit cell dimensions were determined to be $a = 4.67$, $b = 10.34$ and $c = 6.00$ Å. The interferences of our triphylite powder photographs were found to be in good accord with these lattice dimensions. As may be seen in Table 1, the $\sin^2 \theta$ -values agree perfectly with those calculated on the assumption that the identity periods are $a = 4.711$, $b = 10.374$, and $c = 6.038$ Å. The mineral is thus orthorhombic with an axial ratio of 0.454 : 1 : 0.583.

¹ P. QUENSEL, Geol. Fören. Förhandl. 59, 77. 1937.

² B. GOSSNER and H. STRUNZ, Zeitschr. f. Kristallogr. 83, 415. 1932.

In the report mentioned QUENSEL stated that H. VON ECKERMANN, after having investigated twinned crystal of what was thought to be triphylite, concluded that its symmetry may be lower than orthorhombic. In order to test this, we have taken two Laue photographs of a minute sliver of the mineral, in each case with the primary X-ray beam parallel to one of the main axes. The diagrams do not support the conclusion of VON ECKERMANN, but are instead in complete accord with the orthorhombic cell stated above. Moreover, F. ZAMBONINI and F. MALOSSÌ have measured artificially produced, very well developed crystals of lithiophilite, LiMnPO_4 , and found them to be orthorhombic with an axial ratio of $0.4522 : 1 : 0.5834$, *i. e.* very nearly the same as that of triphylite.¹

There is thus no reason to doubt the orthorhombic symmetry of triphylite. Further, the powder photographs of ferri-sicklerite and heterosite prove that these minerals crystallize orthorhombic too. Their unit cell dimensions have been determined for ferri-sicklerite to be $a = 4.787$, $b = 10.086$, $c = 5.939$ Å, and for heterosite to be $a = 4.760$, $b = 9.680$, $c = 5.819$ Å. In Tables 2 and 3 may be seen how well the $\sin^2 \theta$ -values of the X-ray patterns agree with those calculated.

Although the lattice dimensions of the three minerals do not differ very much, a decrease may be noted from triphylite through ferri-sicklerite to heterosite. The unit cell volume is for triphylite 295, for ferri-sicklerite 287, and for heterosite 268 Å³. This successive shrinking of the lattice is evidently connected with the leaching of lithium, which according to QUENSEL accompanies the successive oxidation of the iron and the manganese. The formulae of the minerals may be written for triphylite $[\text{Li}(\overset{2+}{\text{Mn}}, \overset{2+}{\text{Fe}})]\text{PO}_4$, for ferri-sicklerite $[(\overset{2+}{\text{LiMn}})\overset{3+}{\text{Fe}}]\text{PO}_4$ and for heterosite $[\overset{3+}{\text{Mn}}, \overset{3+}{\text{Fe}}]\text{PO}_4$. As there are evidently four formula units present in the unit cell in each of the minerals, the translation group of triphylite consists of 28 atoms, that of heterosite of 24 atoms, and that of ferri-sicklerite of an intermediate number.

As may be seen in Tables 1—3, the relative intensity of the X-ray interferences is practically the same for all three minerals. As already mentioned, they must consequently be similarly built up. Reflections $h0l$ with $h+1$ odd and $0kl$ with k odd are missing in all the powder photographs, indicating that the minerals are all isomorphous to D_{2h}^{16} , the space group of olivine. Starting from the approximate parameter values of olivine given by W. L. BRAGG and G. B. BROWN,² it has been

¹ F. ZAMBONINI and F. MALOSSÌ, *Zeitschr. f. Kristallogr.* 80, 442. 1931.

² W. L. BRAGG and G. B. BROWN, *Zeitschr. f. Kristallogr.* 63, 538. 1926.

possible by systematic variation of them and comparison between calculated and observed intensities to find out a structure that must be approximately correct, *viz.*

4 Mn and Fe	in 4 (c);	$2\pi u_1 = -10^\circ$;	$2\pi v_1 = 100^\circ$;
4 P	in 4 (c);	$2\pi u_2 = 150^\circ$;	$2\pi v_2 = 35^\circ$;
4 O _I	in 4 (c);	$2\pi u_3 = 90^\circ$;	$2\pi v_3 = 20^\circ$;
4 O _{II}	in 4 (c);	$2\pi u_4 = 90^\circ$;	$2\pi v_4 = 160^\circ$;
8 O _{III}	in 8 (d);	$2\pi x = 70^\circ$;	$2\pi y = 60^\circ$; $2\pi z = 10^\circ$.

As may be seen in Table 3, the agreement between the calculated and observed intensities is not quite perfect but the discrepancies are so insignificant that the structure may be taken as mainly correct. That it cannot be very much in error is also indicated by the fact that the parameter values are almost the same as those of monticellite, MgCaSiO₄, which have been determined by G. B. BROWN and J. WEST.¹

The PO₄ lattice of heterosite is the same as the SiO₄ arrangement of monticellite, and the Mn and Fe atoms have the same position in the former mineral as the Ca atoms in the latter. As the atomic grouping in triphylite is evidently very similar to that of heterosite, their P, O, and heavier metal atoms must be arranged in the same way. The assumption of GOSSNER and STRUNZ, that the Mn and Fe atoms of triphylite are situated in a set of symmetry centres has thus not been verified. From the close analogy between triphylite and monticellite it may be concluded that the Li atoms in the former mineral are situated in 4 (a), *i. e.* on the points 000, $00\frac{1}{2}$, $\frac{1}{2}\frac{1}{2}0$, $\frac{1}{2}\frac{1}{2}\frac{1}{2}$. In ferri-sicklerite this position is only partially occupied by Li atoms, and in heterosite all its points are unoccupied.

It is rather astonishing that the oxidation of the heavier metals and the loss of the lithium is not accompanied by a more radical change in structure than a mere elimination of the lithium atoms from the lattice of triphylite. It must be remembered that the difference in atomic size between tri- and bivalent manganese (or iron) is quite considerable. The structure found for heterosite is also strange in view of the fact reported by V. CAGLIOTI that FePO₄ has the same structure as α -quartz.² That in this case the atomic arrangement of triphylite is largely maintained may be due to the occurring of the chemical processes at such a low temperature that any change in structure is prevented. Heterosite might thus be an unstable product. To determine if this might be the case we have heated the mineral for a few minutes at about

¹ G. B. BROWN and J. WEST, *Zeitschr. f. Kristallogr.* **66**, 154. 1928.

² V. CAGLIOTI, *Rend. Accad. Lincei* (6) **22**, 146. 1935.

Table 1.
Powder Photographs of Triphylite. Cr-K Radiation.

h k l	sin ² θ		I _{obs.}	h k l	sin ² θ		I _{obs.}
	obs.	calc.			obs.	calc.	
021	0.0852	0.0843	w	151	0.3986	0.3971	w
101	0.0958	0.0946	v w	222	0.4285	0.4268	st
111	0.1074	{ 0.1067 }	st	240		0.4293	
120		{ 0.1073 }		123		0.4295	
121	0.1449	{ 0.1431 }	st	060	0.4368	—	
002		{ 0.1432 }		241	0.4655	0.4653	m
130	0.1705	0.1680	w	061	0.4726	0.4724	m
022	0.2054	0.1917	—	232	0.4905	0.4876	—
131		0.2035	st	133		0.4899	m
040		0.1940	—	160		0.4956	—
112	0.2156	0.2141	m	152	0.5163	0.5052	—
041	0.2316	0.2300	m	043		0.5164	m
200	0.2339	0.2351	v w	161	0.5314	—	
210	0.2509	0.2473	—	250	0.5416	0.5384	—
122		0.2505	w	310		0.5413	v w
140	0.2530	0.2530	st	301	0.5650	—	
211	0.2839	{ 0.2832 }	st	213	0.5727	0.5695	—
220		{ 0.2836 }		242		{ 0.5725 }	
141	0.3111	0.2886	—	004	0.5791	0.5728	m
132		0.3109	w	311		{ 0.5773 }	
221		0.3199	0.3194	w		320	
042	0.3372	0.3372	v w	062	0.6143	0.5800	m
230	0.3619	0.3444	—	223		0.6059	
150		0.3620	v w	321	0.6135	w	
023	0.3792	0.3707	—	024	0.6213	—	
202		{ 0.3783 }	w	330	0.6384	—	
231		{ 0.3798 }		114	0.6427	0.6437	v w
103	0.3927	0.3810	—	331	0.6744	—	
212		{ 0.3905 }	m	143	0.6842	—	
113		{ 0.3931 }		312	0.6845	—	
142		0.3960	—				

500° C. When the powder thus treated was investigated by means of X-rays, it was found that it had changed. The lines of its X-ray patterns were blurred and indistinct. When the mineral had been heat-treated in the same way for about a day, its powder photographs were completely changed. The lines of heterosite had disappeared and were replaced by a great multitude of new reflections showing that the mineral had been transformed into a product with a very complicated structure. The reflections were far too numerous to be explained by an atomic grouping of the α -quartz type.

We have also taken some X-ray powder photographs of the minerals varulite and Mn-alluaudite, which according to QUENSEL correspond to triphylite and ferri-sicklerite but contain Na instead of Li. Their X-ray patterns have somewhat diffuse lines, but they show distinctly that the minerals of the Na-series are not isomorphous to those contain-

Table 2.

Powder Photographs of Ferri-Sicklerite. Cr-K Radiation.

h k l	sin ² θ		I obs.	h k l	sin ² θ		I obs.
	obs.	calc.			obs.	calc.	
021	0.0887	0.0883	w	151	0.4143	0.4148	m
101	0.0944	0.0940	v w	222	0.4275	0.4271	st
111	0.1070	{ 0.1068 }	st	240	0.4328	0.4330	w
120		{ 0.1083 }		123	0.4412	0.4413	m
121	0.1465	0.1453	v w	060	0.4618	0.4620	v w
002	0.1489	0.1480	st	241	0.4700	0.4700	m
130	0.1740	0.1725	w	232		0.4913	—
022		0.1993	—	061	0.4989	0.4990	st
040	0.2049	0.2050	v w	133	0.5054	0.5055	st
131	0.2103	0.2095	st	160		0.5190	—
112	0.2188	0.2178	m	310		0.5254	—
200	0.2285	0.2278	v w	152		0.5257	—
210		0.2406	—	043	0.5382	0.5382	m
041	0.2423	0.2422	m	250		0.5486	—
122	0.2565	0.2563	m	301		0.5496	—
140	0.2621	0.2622	m	161		0.5560	—
211	0.2780	{ 0.2776 }	m	311	0.5624	0.5624	m
220		{ 0.2791 }		320		0.5639	—
141		0.2992	—	213	0.5727	0.5726	w
221	0.3156	0.3161	w	242		0.5810	—
132	0.3203	0.3205	v w	004	0.5919	0.5920	st
230		0.3433	—	143		0.5952	—
042	0.3537	0.3532	w	321	0.6006	0.6009	w
023	0.3657	0.3643	v w	062	0.6104	0.6100	m
202	0.3758	0.3758	m	223		0.6121	—
150		0.3778	—	330		0.6231	—
231		0.3803	—	024	0.6431	0.6432	w
212	0.3893	0.3886	m	114	0.6620	0.6618	m
103		0.3900	—	331		0.6651	—
113	0.4029	0.4028	m	312		0.6734	—
142		0.4102	—				

ing Li. Varulite and Mn-alluaudite seem, however, to be related to each other in the same way as triphylite and ferri-sicklerite. Their X-ray patterns resemble each other closely, but the lines of Mn-alluaudite are somewhat displaced in the direction of larger diffraction angles showing that its lattice dimensions are smaller than those of varulite. The oxidation of the iron of varulite is accompanied by a corresponding leaching of sodium, and this evidently brings about a shrinkage of the lattice dimensions as in the case of the transformation of triphylite into ferri-sicklerite.

Having theoretically deduced a mineral, which he called Na-purpurite,¹ QUENSEL has now obtained specimens from Varuträsk that evidently consist of this substance and thus represent the end product formed by the complete oxidation of varulite or Mn-alluaudite. Their

¹ P. QUENSEL, loc. cit. p. 96.

Table 3.
Powder Photographs of Heterosite. Cr-K Radiation.

h k l	sin ² θ		I		h k l	sin ² θ		I	
	obs.	calc.	obs.	calc.		obs.	calc.	obs.	calc.
021	0.0937	0.0942	w	0.8	222	0.4398	0.4403	m	3.3
101	0.0958	0.0961	v w	0.7	151	0.4438	0.4443	w	1.5
111	0.1094	0.1100	st	25	240	0.4532	0.4532	w	1.5
120	0.1126	0.1133	w	3.3	123	0.4597	0.4602	m	0.7
121	0.1516	0.1518	v w	0.5	241	0.4915	0.4917	m	3.1
002	0.1540	0.1542	st	13	060	0.5015	0.5015	v w	0.6
130	0.1832	0.1832	w	1.5	232		0.5100	—	0.1
022		0.2099	—	0.05	133	0.5297	0.5299	m	3.5
131	0.2212	0.2215	st	13	310		0.5323	—	0.2
040		0.2229	—	0.1	061	0.5402	0.5400	w	2.4
112	0.2256	0.2257	m	5.0	301		0.5570	—	0.00
200	0.2303	0.2304	v w	0.2	160		0.5591	—	0.3
210	0.2439	0.2443	v w	0.5	152		0.5601	—	0.4
041	0.2608	0.2613	m	4.2	043		{ 0.5697 }		{ 2.6 }
122	0.2670	0.2675	m	4.8	311	0.5698	{ 0.5708 }	m	{ 2.0 }
140	0.2812	{ 0.2804 }	m	{ 2.9 }	320		{ 0.5741 }		{ 0.6 }
211		{ 0.2818 }		{ 0.8 }	250		0.5787	—	0.5
220		0.2861	—	0.6	213	0.5919	0.5912	v w	0.8
141	0.3185	0.3189	w	3.6	161		0.5976	—	0.01
221	0.3246	0.3246	w	1.4	242		0.6075	—	0.2
132	0.3372	0.3372	m	3.2	321	0.6119	0.6126	w	1.6
230	0.3558	0.3558	v w	0.1	004	0.6167	0.6168	st	5.2
042	0.3763	0.3770	v w	1.4	143		0.6274	—	0.3
202	0.3846	0.3846	w	3.7	223		0.6330	—	0.2
231		0.3943	—	0.05	330		0.6438	—	1.1
212	0.3986	0.3985	m	4.2	062	0.6555	0.6559	m	5.0
023		0.4026	—	0.01	024	0.6723	0.6725	v w	0.6
103		0.4045	—	0.002	331		{ 0.6823 }		{ 1.8 }
150		0.4059	—	0.09	312	0.6871	{ 0.6865 }	m	{ 0.01 }
113	0.4181	0.4184	m	2.0	114		{ 0.6873 }		{ 1.0 }
142		0.4347	—	0.07					

X-ray powder photographs resemble neither those of varuinite or Mn-alluaudite, nor those of heterosite. They contain a very large number of lines, proving that the structure of Na-purpurite is exceedingly complicated. When the manganese of Mn-alluaudite is oxidized its atomic grouping, because of the largeness of the removed Na-atoms, evidently can last no longer but changes into a new one.

The investigation of the varulite series of minerals has so far only been of an orientating character. It will be carried on with a view of determining the structure of varulite, which may be possible through the analysis of artificially produced NaFePO₄ or NaCuPO₄ crystals. A more complete determination of the triphylite-heterosite structures will also be attempted.

Der postkimmerische Bau des südlichsten Schwedens.

Von

FRITZ BROTZEN.

(Manusk. eingegangen $\frac{4}{2}$ 1938.)

In Schwedens südlichem Teil, vornehmlich in Schonen, etwas im südlichen Halland und Blekinge kommen Sedimente der Kreide und des ältesten Tertiärs vor, die es gestatten, gewisse Aussagen über junge tektonische Bewegungen zu machen. Diese Bewegungen, die man schon während der Sedimentation der Kreide nachweisen kann, haben zum Teil grosse Ausmasse und gehören mehr oder weniger der Gruppe der saxonischen Gebirgsbildung (im Sinne STILLES) an. Gleichfalls zu dieser Gruppe gehören ältere Bewegungen, die die unterlagernde Serie der Kreide schrägstellten und falteten, die sich aber scharf von denen der Kreide und des Tertiärs trennen lassen. Diese letzteren Phasen, die sich während der Sedimentation des Rhät-Lias und zwischen Lias und der Kreide nachweisen lassen, müssen im Sinne STILLES der kimmerischen Phase zugeteilt werden. Die ersteren dagegen vereinige ich unter der Bezeichnung der postkimmerischen Tektonik.

Die Grundlagen des postkimmerischen Baues in Schweden schafften vor allem die Ergebnisse der schwedischen Forscher, die sowohl die Stratigraphie als auch die Lagerung in allen grossen Zügen klärten. (Da diese umfangreiche und wichtige Literatur in letzter Zeit wiederholt zusammengestellt ist, z. B. bei HÄGG 1930 und 1935, LUNDEGREN 1934, seien hier nur einige spezielle Arbeiten genannt. Andererseits stelle ich für rein palaeontologische Studien in nächster Zukunft ein besonderes Literaturverzeichnis zusammen).

In der bisherigen Literatur sind fast alle Tagesaufschlüsse mehr oder weniger ausführlich behandelt und durch LUNDEGREN 1935 kennen wir auch die Verhältnisse der Tiefbohrung Kullemölla 1916/17 näher.

Offen ist somit nur noch die Bearbeitung der zahlreichen anderen Bohrungen dieser Gebiete. Leider sind dies aber in den meisten Fällen Stossbohrungen. Einen Teil konnte ich in den letzten Jahren provisorisch, andere ausführlicher bearbeiten. Dadurch wird das bekannte Bild vollständiger und erlaubt weitere Schlussfolgerungen für den postkimmerischen Bau.

Um den Ablauf der Tektonik schon während der Sedimentation zu zeigen, sei im Folgenden zuerst die Sedimentationsgeschichte kurz behandelt, bevor ich zum heutigen tektonischen Bild übergehe. Als weiteres möchte ich vorausschicken, dass ich mich intensiver nur mit dem Malmö/Ystad-Gebiet beschäftigen konnte, während mir weniger Materialien des Båstad- und Kristianstadgebietes zur Verfügung standen. Dieser Mangel wird durch die monographische Arbeit von LUNDEGREN über das Kristianstadgebiet 1934 und durch die WIMANSche Behandlung des Båstadgebietes ausgeglichen.

An dieser Stelle sei den zahlreichen Personen und Institutionen gedankt, die mir die Arbeit ermöglichten und mir die wertvollen Materialien zur Verfügung stellten.

Der Cenoman/Santon Vorstoss.

Bekanntlich weist das Båstadgebiet die älteste Kreideablagerung Schwedens auf, das Cenoman (LUNDEGREN 1932). Dieses scheint, entsprechend der Lage zwischen dem Urgebirge und der Mucronatenkreide an der Verwerfung des Hallandsåses emporgerissen zu sein. Soweit das Sediment beschrieben, scheint eine sandige nicht uferferne Ablagerung vorzuliegen. Etwas weiter landeinwärts im Osten liegt Mammillatenkreide direkt auf dem Urgebirge und noch weiter im Osten Granulatenkreide und sicher kein Cenoman (WIMAN 1916, Karte!). Trotzdem das Cenoman/Turon bisher noch nicht anstehend im Malmö/Ystadgebiet angetroffen werden konnte, so spricht doch alles dafür, wie schon VOIGT meinte (1929), dass in dem sehr tiefen Sedimentgebiet diese Schichten ebenfalls vorhanden sind. So kann entweder eine Senkung im Cenoman/Turon stattgefunden haben, die im Osten schnell schwächer wurde, so dass das Sediment auskeilte, oder aber die Sedimente des Cenoman/Turon wurden nach einer mehr oder weniger gleichmässigen Sedimentation noch vor dem Emscher durch eine Schrägstellung im Osten so weit errodiert, dass das Emscher direkt auf kimmerisch dislozierten Untergrund kam. Wie LUNDEGREN 1935 nachweisen konnte, liegt nämlich in der Kullemölla—Bohrung Unterer Emscher direkt auf dem Rhät—Lias, ebenso wie im Kristianstadgebiet der Emscher bei Ringeleslätt direkt dem Urgebirge aufliegt. Da im ganzen ein Vorstoss des Meeres vom Cenoman an nachzuweisen ist, so neige ich zur Ansicht, dass im südlichen Schweden der Meeresvorstoss ständig weiter nach Osten drang und so bis zum Emscher einen immer grösseren Radius erhielt. Dabei ergeben sich durch das ständige, schräge Absinken einmal verschiedene Unterlagen des Sedimentes, andererseits aber auch gewisse, epirogen bedingte Diskordanzen zwischen den Sedimenten. Demnach

gehört das Vorkommen von Ringeleslätt schon dem äussersten Teil des Vorstosses an, wofür auch die strandnahe Ausbildung des Sedimentes spricht — quarzgemengte, typische Trümmerkreiden.

Während im Emscher bei Kullemölla der Untergrund mindestens um 300 m absinkt (das Emschersediment ist hier nämlich 340 m mächtig), erreicht erst der jüngste Teil des Emschers das Kristianstadgebiet. Dies ist eine Erscheinung, die die Ansicht eines schräggestellten Absinkens der Skandinavischen Masse während des Cenoman/Santon stützt. Dass dieser Vorgang ebenfalls Oszilationen aufweist, beweisen die Verus-Konglomerate im Ystad/Vombgebiet und die wahrscheinlich direkte Auflagerung einiger Teile der Granulatensedimente im Båstadgebiet, wo das Gräsrydgestein direkt dem Urgebirge aufzuliegen scheint. Im zentralen Teil des Vorstosses herrschte gleichzeitig ein weiteres energisches Absinken, so dass in Kullemölla z. B. wiederum 300 m Sediment abgelagert werden konnten.

Die eben erwähnten Verus-Konglomerate scheinen ebenfalls ein Marginalgestein zu sein und sprechen sehr dafür, dass Gebiete, die heute die verschiedenen Kreidevorkommen trennen, als Schwellen während der Zeit des Cenoman/Santon—Vorstosses wirksam gewesen sein können. So fehlt im Becken des Kristianstadgebiets alles Ältere als das oberste Granulatenenon, worauf ich im Folgenden noch näher eingehen werde.

Der Vorstoss des unteren Campan.

Bedeutend besser als über die tieferen Teile der Oberkreide sind wir durch die Arbeiten von GRÖNWALL, HÄGG, LUNDEGREN, WIMAN und andere über die Entwicklung der höheren Partie der Oberkreide unterrichtet. Jedoch durch die Übernahme der deutschen stratigraphischen Begriffe, nach Belemnitenzonen, wird man den Verhältnissen der lokalen Sedimentation nicht ganz gerecht. Daher machte ich schon 1936 den Versuch, die westeuropäischen Stufenbezeichnungen in Korrelation mit den nord- und mitteleuropäischen Bezeichnungen zu bringen. Dies ist um so mehr angebracht, als es sich ergeben hat, dass in Mitteleuropa die höchsten Teile der Kreide fehlen, in Westeuropa zum Teil recht vollständig erhalten sind und in Schweden/Dänemark als vollständigste Serie vorliegen. So habe ich vorher schon den sogenannten Granulatenenon einfach dem westeuropäischen Santon gleichgesetzt. Dem westeuropäischen Campan setzte ich den schwedischen Mammillatenenon und einen Teil des Mucronatenenon gleich, trotzdem ich mir bewusst bin, dass dieser Korrelation, wie jeder Korrelation gewisse Mängel anhaften und dass immer ein gewisser Schematismus angewandt

werden muss. So ist in Schweden eine scharfe und gute Grenze zwischen dem Granulaten- und Mammillatensenon vorhanden, weshalb ich zunächst die Grenze Santon/Campan hier verlaufen lasse.

Das untere Campan = Mammillatenkreide drängt sich im Båstadgebiet wahrscheinlich weit über die Granulatenvorkommen und liegt auf weiten Strecken ebenfalls auf dem Grundgebirge. Dies spricht meiner Meinung nach dafür, dass der im Cenoman begonnene Vorstoss des Meeres auch im Campan weitergeht und sich deshalb weiter nach Osten und Südosten richtet. So findet erst jetzt die endgültige Verbindung des Båstadgebietes mit dem zentralen Teile des Kristianstadgebietes statt.

Im Kristianstadgebiet muss der Vorstoss des Meeres von Süden, resp. von Südwesten nach Norden, resp. nach Nordosten vor sich gegangen sein. Wir gewinnen somit die Vorstellung, dass das skandinavische Massiv langsam und stetig, unterbrochen von geringeren Oszillationen buckelartig nach Südwesten eintaucht. Folgedessen greift das Meer erst im Südwesten und randlich im Nordwesten und Südosten über den Buckel, um erst später sich über dem Buckelgrat zu vereinigen.

Dieser Vorgang lässt sich im Kristianstadgebiet schrittweise verfolgen. Im südlichen und zentralen Teil liegt unteres Campan, resp. höchstes Santon auf dem Urgebirge. Dies konnte ich durch die Untersuchung von Bohrproben von Åhus (Tiefe ca 160 m) und von Kristianstad feststellen. Die darüber liegenden Schichten gehören ebenfalls dem Mammillatensenon an. Am Rande des Kristianstadgebietes ist entsprechend den Lundegrenschen Angaben nur gering mächtige Mammillatenkreide vorhanden, und zwar nur der Teil, der direkt unter dem Mucronatensenon liegt. Vergleicht man hiermit die mächtigen Ablagerungen des Mammillatensenon des Ystadgebietes, so findet sich eine weitere Bestätigung der obigen Annahme.

Die Aufschlüsse des Mammillatensenon im Ystadgebiet gestatten es nicht, seine Mächtigkeit hier zu erfassen. Dagegen liegen Proben zweier Tiefbohrungen vor, die die ganze Mammillatenkreide repräsentieren und deren Bearbeitung abgeschlossen ist. (Auf diese Bohrungen soll in einer speziellen Publikation ausführlicher eingegangen werden). Die erste Bohrung ist die von Svenstorp 1873, die 450 meter tief reicht. Das Hangende der Bohrung ist Köpingsandstein von Mucronatentalter. In einer Tiefe von 181 m steht ein Konglomerat an, das am besten dem Tosterup—Konglomerat von Mammillaten—Alter entsprechen dürfte. Den wenigen und sehr kleinen Proben nach (S. G. U.) gehört der tiefere Teil der Bohrung noch ebenfalls der Mammillatenkreide an und kann im Liegenden den Anschluss an das Santon darstellen. Die Foraminiferen der tiefsten Probe liessen offen, wie weit diese Schichten in die

Mammillatenkreide oder in das höchste Santon zu stellen sind. Wie dem auch sei, so ergibt sich allein für die Mammillatenkreide eine Mächtigkeit von ca 250 meter, von denen der grössere Teil unter dem Tosterupkonglomerat liegt. Der tiefere Teil der Ablagerungen weist also noch auf das stetige Absinken des Untergrundes, das im Cenoman eingeleitet wurde, während das im Hangenden befindliche Konglomerat auf ein ruckartiges Überfluten und vielleicht auf eine Sedimentunterbrechung schliessen lässt.

Die Bohrung Vomb (Vombs Tegelbruk 1861) ist durch eine bessere Probenserie vertreten, die ebenfalls der S. G. U. gehört. Diese Bohrung erreichte 214 m, von denen 54 m auf das Quartär entfallen. Die durchsunknen Schichten gehören im ganzen dem Mammillatensenon an, reichen nicht ganz so tief wie die der Bohrung Svenstorp und auch das Konglomerat im Hangenden fehlt. Die reiche Foraminiferenfauna zeigt gut einen Übergang eines älteren Teils mit Emscher/Santonarten, so vor allem *Stensiöina exsculpta* Rss, und einen jüngeren Teil mit der typischen Campanfauna: *Flabellina interpunctata* = *Flabellina rugosa* D'ORB. im revid. Sinne CUSHMANS und *Stensiöina pommerana* BROTZ. Für die ganze Serie ist *Globotruncana ventricosa* WH. noch charakteristisch.

Der höhere Teil des Unteren Campan ist in einzigartiger Weise in dem Wasserlauf Valleberga—Ingelstorp aufgeschlossen, den HÄGG erstmalig nannte und datierte. LUNDEGREN 1933 wies darauf hin, dass im westlichen Teil Mucronatenkreide, im östlichen Mammillatenkreide ansteht. Dieses Profil, das bei meinem Besuch im Herbst 1937 noch weiter zugänglich war, bestätigte die LUNDEGRENSCHE Auffassung. Am östlichsten Ende des Profils findet sich eine tiefgehende Mulde mit quartärem Material, die es nicht gestattet, die Kreideschichten weiter zu verfolgen. Aber kurz vor dieser Mulde finden sich zahlreiche lose Blöcke mit typischem Tosterupkonglomerat der Mammillatenzone. Das Einfallen ist äusserst gering nach Westen oder Südwesten gerichtet und das Gestein über dem Konglomerat bleibt sowohl in der Mammillatenzone als auch im darüberliegenden Teil recht gleichförmig sandigmerglig. Eine Diskussion, ob das Gestein mehr dem Köpingsandstein ähnelt oder dem Käsebergamergel, ist wohl unwichtig. Alle Gesteine der Ystad—Vomb Mulde, vom Emscher bis in das mittlere Campan, sind stark sandige Mergel. Diese sind teils sandiger, teils kalkiger oder toniger, wodurch sie untereinander etwas variieren. Alle sind glaukonitisch und der lose Sand bildet ein Extrem und die sehr dichten feinkörnigen Mergel ein anderes. Aus diesem Profil ersieht man, dass nur noch ein geringer Teil der Mammillatenkreide über dem Konglomerat liegt und sehr bald Schichten folgen, die keinen *Art. mammillatus* mehr enthalten.

Die Fig. 1 stellt die Korrelation der Bohrungen mit gewissen Aufschlüssen des Ystad—Vombgebietes dar.

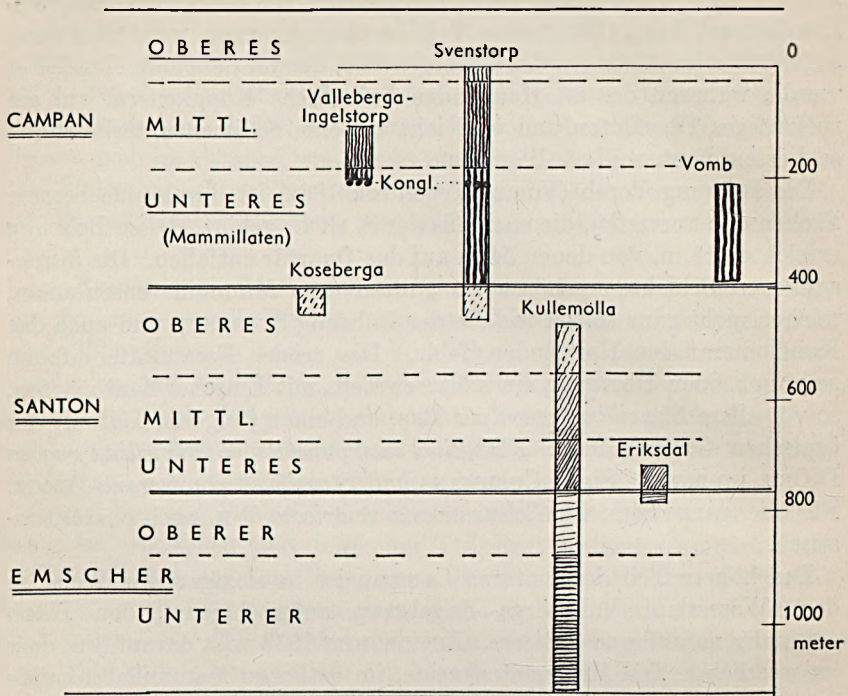


Fig. 1. Vergleichende Stratigraphie einiger Aufschlüsse und Bohrungen des Ystad—Vomb-Gebietes.

Das obere Campan und Maastrichtien.

Die hangenden Teile des Senon über der Mammillatenkreide wurden bisher hier in Schweden insgesamt als Mucronatensenon bezeichnet. Dabei ist es fast unmöglich, die in Mitteleuropa gebräuchliche Dreiteilung durchzuführen, da die Zonenfossilien sich oft mehr oder weniger zusammen in den wenigen und kleinen Aufschlüssen fanden. Diese Schwierigkeit erwähnt sowohl HÄGG als auch LUNDEGREN. Aber auch in dem benachbarten Dänemark konnte die Kreide ebensowenig nach diesem Schema aufgeteilt werden wie in Rügen (siehe WOLANSKY 1932). Erst neue Untersuchungen von TROELSEN¹ kamen für Dänemark auf einem anderen Wege zu brauchbaren Resultaten.

¹ Herr Dr. J. TROELSEN, Kopenhagen, stellte mir dankenswerter Weise die Manuskripte seiner Untersuchungen zur Verfügung. Ich hoffe, dass eine vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Einteilung der Schreibkreide in Dänemark, demnächst erscheinen wird.

Trotzdem *Belemnitella mucronata* sicher schon vom Emscher an auftritt, stellte man sich unter dem Begriff Mucronatenkreide einen nicht sehr mächtigen Komplex vor. So entstand die Ansicht, dass in Schweden aus der Mucronatenzeit sehr verschiedene Faziesgebiete vorliegen, die mehr oder weniger gleichaltrig sind und deren Mächtigkeit von Westen nach Osten abnimmt (Siehe Fig. 3 oben). Demnach war der Mucronatensenon im Malmögebiet als Schreibkreide vorhanden, im Ystad—Vombgebiet als sandige Mergel und im Kristianstad- und Båstadgebiet als Grus- und Trümmerfazies.

Bei Berücksichtigung der wahren Mächtigkeiten und der Proportionen der einzelnen Zonen erhält man aber für Schweden ein wesentlich anderes Bild der Ablagerungsvorgänge. Schon durch einen flüchtigen Vergleich der dänischen grossen Tiefbohrung bei Frederiksberg (BONNESEN, BÖGGILD, RAVN 1913) und der Bohrung Svenstorp lässt sich erklären, weshalb im Köpingsandstein alle »drei alten Zonen« vorhanden sein können (Siehe Fig. 2.) Die Mammillatengrenze lässt sich in beiden Bohrungen in gleiche Höhe setzen. Dadurch sieht man, dass im Mammillatensenon als auch in den darüber liegenden Schichten die Fazies gleich ist. Meine Durchsicht der Proben der dänischen Bohrung konnten dies nur bestätigen. Das mittlere Campan ist in Frederiksberg ca 120 m mächtig und in der Svenstorpbohrung liegen ca 150 m über dem Mammillatensenon. Bei Annahme ungefähr gleicher Mächtigkeiten müsste das ganze mittlere Campan, umfassend die alten Zonen mit *Dechenoceras coesfeldensis* und mit *Bostrychoceras polyplacum*, und noch ein gewisser Teil mit Oberem Campan mit *Hoploscaphites constrictus* vorhanden sein. Durch das Auffinden von Fossilien aller drei alten Zonen im Köpingsandstein wird diese Korrelation bestätigt. Andererseits fehlen über dem Svenstorp-Profil alle Schichten des Oberen Campan und Maastrichtien, die in der dänischen Bohrung ca 500 m umfassen. Diese Schreibkreidevorkommen mit *Scaphites constrictus* gliedert TROELSEN folgendermassen:

a) <i>Pseudotextularia acervulinoides</i>	} Oberer Teil.
b) Beginn der <i>Tylocidaris baltica</i>	
c) » der <i>Avicula danica</i>	
a) <i>Angulogerina cimbrica</i> TROELS	} Mittl. Teil.
b) <i>Bolivina incrassata</i> var. <i>crassa</i>	
Beginnen und Hauptverbreitung der <i>Trigonosema pulchella</i>	Unterer Teil.

Ich benenne den unteren und mittleren Teil dieses Schemas »Oberes Campan« und trenne den oberen Teil als »Maastricht« ab. Danach ist im Köpings—Sandstein nur ein Teil des Oberen Campan vorhanden,

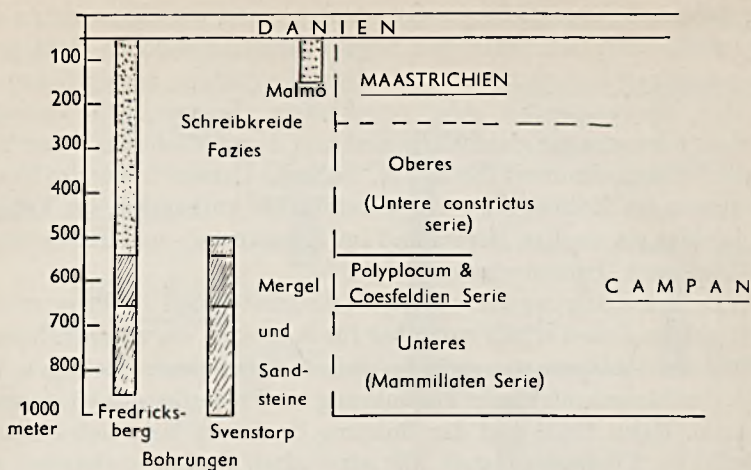


Fig. 2. Stratigraphie und Fazies der Obersten Kreide in Dänemark und Schweden.

während der darüberliegende Teil bis jetzt noch nicht aufgefunden wurde. In den Bohrungen von Malmö—Pildamm sind unter dem Danien, das bis ca. 70 m reicht, Kreideschichten vorhanden, die ich früher auf Grund der eigenartigen Foraminiferenfauna (BROTZEN 1936 Vortrag) nicht mit der Rügener Schreibkreide vergleichen konnte und sie somit noch in das tiefste Danien stellte. Neue umfassende Untersuchungen, die in aller Kürze andersweitig veröffentlicht werden, ergaben, dass hier Schichten vorliegen, die den Stufen a und b des oberen Teils des TROESENSCHEN Schemas entsprechen, also dem Maastrichtien. Diese Schichten lassen sich ca 90 m tief nachweisen und sind wahrscheinlich bedeutend mächtiger. Dem Maastricht gleichfalls gehören wohl Teile der grossen Kreideschollen östlich von Malmö an, deren Fauna nicht mit derjenigen der tieferen Stufen des Oberen Campan übereinstimmt (BROTZEN 1934).

Die als Mucronatensenon bezeichneten Grus- und Trümmerkreiden des Kristianstadgebietes dürften nur dem mittleren Campan entsprechen. Deshalb lässt sich für das Campan folgendes Schema entwerfen (Fig. 3 unten):

Im Westen ist das Gebiet so tief abgesunken, dass heute noch das ganze Campan vorhanden ist. Der Osten ist dagegen gehoben, und die im ganzen Campan fast gleich mächtigen Ablagerungen sind heute völlig erodiert. Eine gewisse Faziesveränderung hat stattgefunden, weil im Osten während des Campans Marginalsedimente abgelagert wurden, z. B. die strandnahen Ablagerungen — Trümmerkalke — im Kristian-

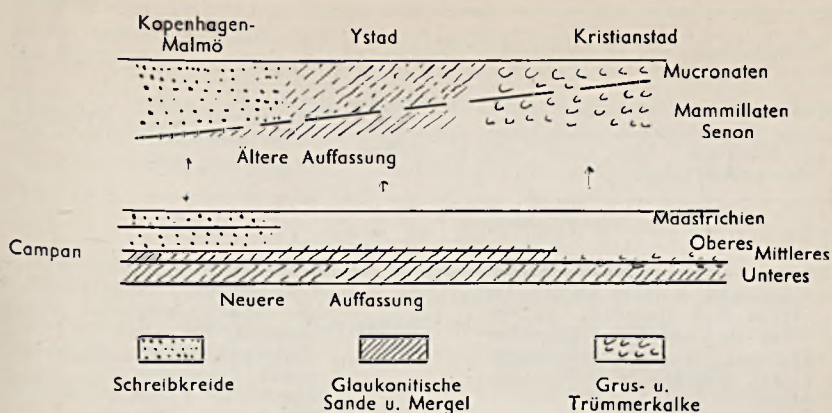


Fig. 3. Faziesänderungen während der Oberkreide in Südschweden von Westen nach Osten.

stadgebiet während des mittleren Campans. Im oberen Campan und im Maastrichtien griff das Meer bedeutend weiter über das Land und die weitverbreiteten Feuersteine beweisen, dass die Schreibkreidebedeckung sicher bis über Småland griff. Erst mit dem Beginn des Danien findet eine Regression statt, verbunden mit einer geringen Winkeldiskordanz und Aufarbeitung. Die Mächtigkeit des Campan und Maastricht von ca 900 m spricht für die andauernde Tendenz des nach Südwesten gerichteten Absinkens der skandinavischen Masse.

Das Danien und Paläozän.

Die Aufschlüsse des Daniens sind in Schweden sehr gering und umfassen nur den oberen Teil desselben. Die Grenze zum Maastrichtien und der untere Teil ist somit nur in zahlreichen Bohrungen nachgewiesen. Hier lässt sich Maastrichtien und Danien faunistisch gut trennen. Mit dem Verschwinden der obengenannten *Pseudotextularia acervulinoides* beginnt ein kleiner Fazieswechsel, oft ist wie in Dänemark ein Tonband vorhanden. Leider kann hier nicht näher eingegangen werden, worauf sich folgende Gliederung des schwedischen Danien stützt¹. Soweit sich Bohrungen im Malmögebiet auswerten liessen, gilt folgendes Gliederungsschema (im vergleich mit Seeland):

¹ Demnächst erscheint von mir eine kleinere Arbeit wahrscheinlich in einer Publikation der Sv. Geol. Und. »Die Gliederung des schwedischen Maastrichtien und Daniens«. Diese enthält die paläontologischen Grundlagen der Gliederung und das Verzeichnis der wichtigsten untersuchten Bohrungen.

Konglomerate und Grünsande	Palaeozän	Dänemark/Seeland nach ROSENKRANTZ 1938 ¹
Kalksande und Kreiden, nach unten sehr Feuersteinreich, nach oben glaukonitisch. Eine obere und eine untere Etage.	Oberes Danien ca. 40/50 m	30/50 m Gruskalk, Kalksand, Basis, Konglomerat. <i>Tylocidaris vexilifera</i> SCHL.
Geringe Winkeldiskordanz		Abrasion
Bryozoenkalke, Kreidekalke Kieselkalke und Korallen-Kalke. Im oberen Teil flintreich. In der Mitte ein besonders flintreicher Horizont. Unten gleichmässiger kalkig. Schichten in drei Gruppen geteilt.	Mittleres Danien ca. 75/80 m	70—200 m Bryozoenkalk, Schlammkalk. Korallenkalke an der Basis schwaches Konglomerat. Dreigeteilt <i>Tylocidaris brünnichi</i> , <i>Tylocidaris abildgaardii</i> , <i>Tylocidaris ödumi</i> (entspricht z. T. auch tieferen Schichten in Schweden)
Bryozoenreiche Schichten. Schreibkreiden, am Grunde festere Kalke stellenweise, hier und da eine Aufarbeitungsschicht von Schreibkreiden des Maastricht oder Campan.	Unteres Danien ca 25 m	Abrasion Cerithienkalk über Aufarbeitungston dem Fiskeler.
Aufarbeitung		Abrasion
	Maastricht	

Die Dislokationen und Aufarbeitungszonen des Daniens weisen auf ein stark unterbrochenes Absinken und auf Regressionen des Meeres. Nicht hiermit zu verwechseln ist eine andere Erscheinung. Die Bryozoenkalke bilden Riff-artige Bänke, die im Schnitt wie Falten wirken. Dabei legen sich verschiedene Generationen der Bänke diskordant übereinander und kreideartige Kalke gleichen die Mulden zwischen den Bänken aus. Solche Erscheinungen wurden von VOIGT 1929 als lararische Faltungen gedeutet.

Wie gross die Ausbreitung des Daniens in Schweden war, ist nicht sicher festzustellen. Im Malmögebiet ist die Ausbildung aller Glieder des Daniens fast gleichmässig kalkig und nichts spricht für eine Randfazies. In der Nähe von Ystad sind die mittleren Partien ebenfalls noch typisch ausgebildet, während das obere Danien viel Quarzsande enthält. Durch Funde des Geologen Dr. G. EKSTRÖM, die mir dankenswerter Weise überlassen wurden, liess sich das Danien noch im nördlichen Teile der Ystad—Vombmulde nachweisen. EKSTRÖM fand in der Nähe von Hällestad, an der Ostseite des Romeleåsen als Lokalmoräne Mittleres Danien in typischer Ausbildung als Bryozoenkalk. Etwas

¹ Dozent ROSENKRANTZ war so freundlich mir Manuskript und Korrektur seiner Arbeit: Bemærkninger om det østsjællandske Daniens Stratigrafi og Tektonik, zu überlassen, wofür ich nochmals an dieser Stelle bestens danke.

weiter im Osten am Nordende des Krankesjö fand EKSTRÖM als Lokalmoräne ein graues Gestein, in dem festere Teile von Schreibkreide aufgearbeitet waren. Trotzdem sich aus dem letzteren noch keine eindeutige Microfauna isolieren liess, nehme ich an, dass es sich um ein Gestein des unteren Daniens handelt. Alle diese Funde bestätigen, dass das Danien sich weit über den Romeleåsen nach Osten erstreckte und folgedessen der Romeleåsen im Danien nicht vorhanden war.

Ein Besuch des am weitesten im Osten gelegenen Fundplatzes des Danien — Karlsfeld bei Herrestad — ergab kein positives Ergebnis. Der dichte, wahrscheinlich quarzhaltige Kalk mit einer reichen Cerithienfauna kann wahrscheinlich unteres Danien sein. Das Vorkommen selbst ist eine Moräne und das Gestein steht dort selbst nicht an.¹

Die jüngste Ablagerung, die bisher anstehend gefunden wurde, ist das unterste Palaeozän von Klagshamn, das schwach diskordant dem obersten Danien aufliegt. Geschiebe beweisen, dass noch etwas höhere Stufen des Palaeozän und etwas Eozän vorhanden waren. Danach scheint die Verbreitung des Tertiärs noch weit nach Osten gereicht zu haben (SANDEGREN 1913).

Zur Tektonik.

Die heutige Lagerung der Kreide-Tertiär Sedimente kann nur in der Zeit nach dem Eozän, resp. nach der Ablagerung des Palaeozäns entstanden sein. So können nach meiner Meinung die trennenden Horste zwischen dem Kristianstad-, Båstad- und Malmö/Ystadgebiet weder in der Schreibkreide noch im Danien bestanden haben, ebensowenig wie der Romeleåsen. Geht man von der Stärke der Abtragung aus, ohne die trennenden Horste zwischen den Kreidebecken zu berücksichtigen, so entsteht ein dem Absinkungsvorgang paralleles Bild. So ist der Scheitel zwischen dem Båstad- und Kristianstadgebiet am weitesten gehoben, die Küstenteile beider Gebiete weniger, und im Malmögebiet und nach Südwesten unter Dänemark liegt das Gebirge am tiefsten. Die Randverwerfungen im Südwesten des Båstad- und Kristianstadgebietes und die im Nordosten des Malmögebietes stören prinzipiell nicht dies Bild. So möchte ich zwei tektonische Vorgänge trennen:

- 1) den epirogenetischen des skandinavischen Schildes, der die Richtung ungefähr Nordost—Südwest bevorzugt,
- 2) den orogenen der Hauptverwerfungen in ungefähr Nordwest—Südost Richtung.

¹ Dr. R. HÄGG hat 1921 hier eine Grabung vorgenommen, die aber nur Moränenmaterial ergab.

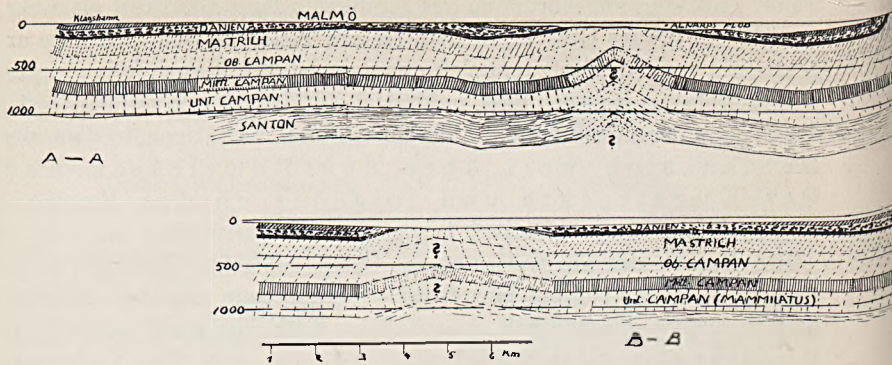
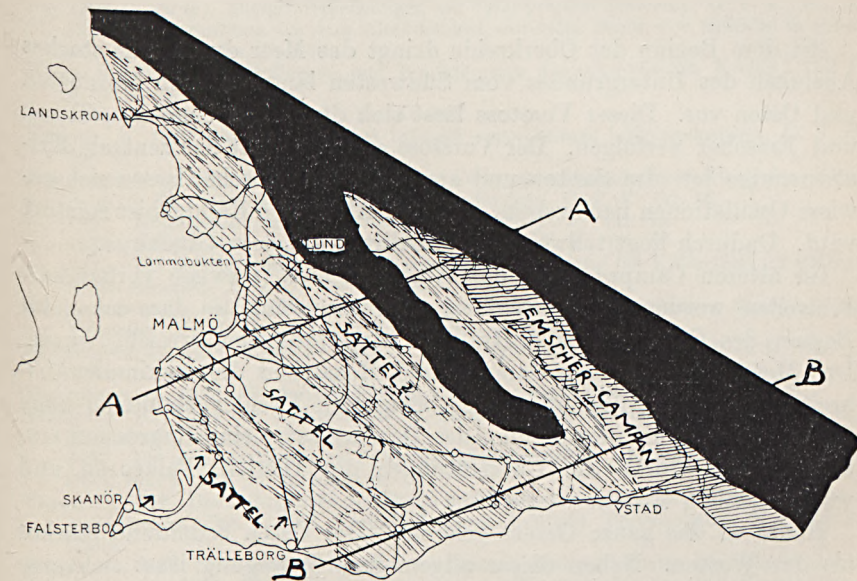
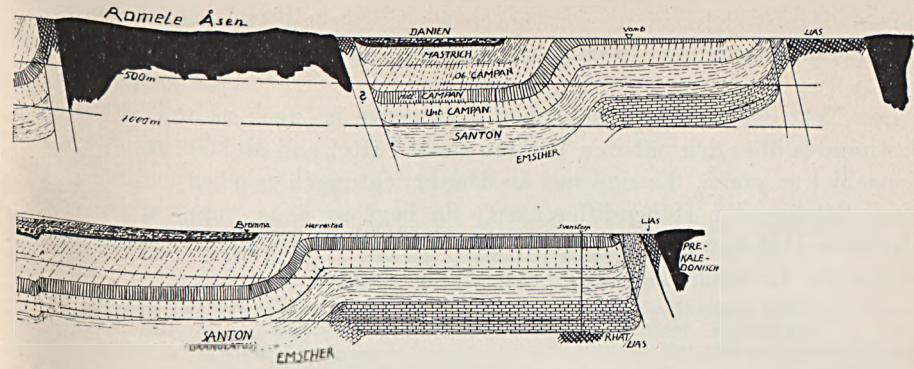


Fig. 4. Tektonik der Malmö—Ystad—Mulde, Übersichtskarte (rechts) und Schnitte A—A, B—B (oben.) Überhöhung in den Schnitten nur 2 ×.

Dieser letztere formt im grossen und ganzen die Struktur des Malmö—Ystadgebietes. In Fig. 4 und in den Schnitten 5 und 6 ist der Versuch gemacht, dies näher darzustellen. In der Ystad—Vombmulde lässt sich mit grösster Sicherheit eine starke Flexur oder Verwerfung annehmen, die in der Nordwest—Südost Richtung verläuft. So beträgt im Süden zwischen dem Vorkommen des mittleren Daniens und dem Vorkommen des mittleren Campans die Entfernung nur 3 km (Bromma—Herrestad) und man geht nicht fehl, die vertikale Differenz auf ca 500 m zu schätzen. Das gleiche Verhalten muss auch im Norden zu finden sein, wo zwischen dem mittleren Danien von Hällestad und dem Mammilatensenon von Vomb nur eine Entfernung von ca 10 km besteht und dazwischen eine vertikale Differenz von ca 750 m angenommen werden muss. Da so sehr wenige Verwerfungen in den Aufschlüssen beobachtet sind, habe ich in diesem Fall die Konstruktion einer Flexur vorgezogen und die Verwerfungen nur auf die Randgebiete an den alten Horsten beschränkt. Im eigentlichem Malmögebiet liess sich in Bohrungen südlich von Lund und nördlich von Landskrona Maastrichtien nachweisen, das am Rande des Romeleåsen mit emporgeschleppt wurde und so eine kleine Aufrichtungszone bildet. Dann beginnt eine starke Absenkung des Daniens, so dass die Grenze Danien/Maastricht bei ca 150 m unter 0 liegt. Diese Mulde im Danien lässt sich unter dem ganzen Alnarpsflod nachweisen und zeigt deutlich, dass der Alnarpsflod eine tektonisch vorgebildete Mulde einnimmt. Die verschiedenen Schollen des Maastricht bis Campan im Gebiete des Alnarpsflod lassen es wahrscheinlich scheinen, dass ein Sattel im Untergrund liegt, von dem diese Schollen losgerissen wurden, so dass die Grenze Maastricht/Danien auf ca 0 m gehoben sein



muss. Wenn auf Grund der noch wenig vorhandenen Materialien dieser »Alnarpsflod-Sattel» hypothetisch ist, so ist ein zweiter Sattel in der Richtung Nordwest—Südost sicher nachgewiesen. Der Grat dieses Sattels verläuft über Malmö und die Maastricht/Daniengrenze steigt bis auf — 70 m empor, fällt schnell sowohl nach Nordost als auch nach Südwest bis — 150 m ab (TROEDSSON 1923 nennt diesen damals hypothetischen Sattel »Grevieåsen»). Der Tiefpunkt im Südwesten wird bei Klagshamn erreicht. Diese Mulde — »die Klagshammulde» — lässt sich im Südosten bis Östratorp verfolgen und wird im Südwesten von einer neuen Erhebung begrenzt. Das Maastricht hebt sich bei Trelleborg bis

auf — 20 m. Weiter im Westen unter der Skanörhalbinsel scheint die Hebung ihr Maximum zu erreichen, so dass die Grenze bei ca. 10 m liegt.)

Das Netz der bisher zugänglichen Bohrungen ist noch zu weit, um Bestimmtes über den näheren Verlauf dieser Sättel und Mulden im Daniengebiet zu sagen. Es sind nur die Hauptrichtungen gegeben und gewisse Beträge der Höhendifferenzen. So liegt es nahe, regional beschränkte Dislokation zu erwarten. HENNIG 1899 bildet einige Grabenbrüche ab, die solche lokal begrenzten Fälle darstellen.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

Mit dem Beginn der Oberkreide dringt das Meer durch sehr starkes Absinken des Untergrundes vom Südwesten langsam nach Nordosten und Osten vor. Dieser Vorstoss lässt sich durch das Cenoman, Turon und Emscher verfolgen. Der Vorstoss erreicht nicht das zentrale Kristianstadgebiet. Im Santon und am Ende des Emscher lassen sich gewisse Oszillationen nachweisen, wodurch Älteres im Randgebiet zerstört wird. Dadurch liegt teilweise Santon direkt auf dem Urgebirge.

Im älteren Campan setzt das Absinken fort. Gewisse vorhandene Schwellen werden jetzt endgültig überschwemmt, so dass schon im Beginn des Campan das zentrale Kristianstadgebiet erreicht wurde. Das Meer hat im oberen Campan und Maastricht die maximale Ausbreitung, die weit über die heute bekannten Kreidenvorkommen nach Osten reichte. Mit dem Beginn des Daniens setzt eine Regression ein, unterbrochen durch die Überflutungen des Danien, Palaeozän und wahrscheinlich Eozän.

Heute ist das ganze Gebiet gehoben. Der Osten bedeutend stärker als der Westen. Neben dieser allgemeinen Bewegung lässt sich eine Bruchfaltenbildung in Nordwest—Südostrichtung nachweisen. Ausser den grossen Begrenzungsbrüchen der heutigen Kreidemulden lässt sich eine Flexur oder Verwerfung von ca 500—600 m Sprunghöhe mitten in der Ystad—Vombmulde feststellen.

Beiderseitig des Romeleåsen findet sich Danien, was beweist, dass der Romeleåsen während des Daniens nicht vorhanden war und erst nach dem Danien entstanden ist. An der Südwestseite des Romeleåsen gibt es eine Aufrichtungszone des Maastrichts und eine Reihe Nordwest—Südostrichteter Sättel und Mulden.

Eine der Mulden ist die Danienmulde unter dem quartären Alnarpsflod. Ein schmaler Sattel verläuft unter Malmö: Ein anderer findet sich bei Trelleborg—Skanör. Der Malmösattel und der Trelleborgsattel

sind getrennt durch die Mulde von Klagshamn—Östratorp. Es besteht die Möglichkeit, dass noch in der Alnarpsmulde ein weiterer Sattel vorhanden ist.

L i t e r a t u r.

Kürzungen: G. F. F. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
S. G. U. Sveriges Geologiska Undersökning.

- BONNESEN, BØGGILD og RAVN, 1913. Carlsbergfondets Dybdeboring i Grøndals Eng ved København 1894—1907 og dens videnskabelige Resultater. København.
- BROTZEN, F., 1934. Vorläufiger Bericht über eine Foraminiferenfauna aus der schwedischen Schreibkreide. G. F. F. Bd. 56.
- , 1936 (Vortrag). Einige Bemerkungen zur Stratigraphie Schonens. G. F. F. Bd. 58
- , 1936. Foraminiferen aus dem schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schonen. S. G. U. Ser. C. 396.
- HÄGG, R., 1930. Die Mollusken und Brachiopoden der schwedischen Kreide. Teil 1. S. G. U. Ser. C. 363.
- , 1935. Zweiter Teil. S. G. U. Ser. C. 385.
- HENNIG, A., 1899. Studier öfver den baltiska yngre kritans bildningshistoria. G. F. F. Bd. 21.
- LUNDEGREN, A., 1932. Om förekomsten av Cenoman i Båstadsområdet och dess betydelse för dateringen av uppkomsten av Hallandsås. G. F. F. Bd. 54.
- , 1933. Köpingsandstenen i sydöstra Skåne. G. F. F. Bd. 55.
- , 1934. Kristianstadsområdets kritbildningar. G. F. F. Bd. 56.
- , 1935. Die stratigraphischen Ergebnisse der Tiefbohrung bei Kullemölla im südöstlichen Schonen. S. G. U. Ser. C. 386.
- ROSENKRANTZ, A., 1937. Bemærkninger om det østsjællandske Daniens Stratigrafi og Tektonik. Medd. Dansk Geol. Foren. Bd. 9. København.
- SANDEGREN, R., 1914. Block av Paleocen från Maglehem i östra Skåne. S. G. U. Ser. C. 255.
- TROEDSSON, G., 1923. Om krokodilfynden i Skånes yngsta krita. G. F. F. Bd. 45.
- TROELSEN, J., Über die stratigraphische Einteilung der Schreibkreide in Dänemark. Manuskript, erscheint in Kürze.
- , 1937. Om den stratigrafiske Inddeling af Skrivekridtet i Danmark. Medd. Dansk Geol. Foren. Bd. 9. København.
- VOIGT, E., 1929. Die Lithogenese der Flach- und Tiefwassersedimente des jüngeren Oberkreidemeeres. Jhb. d. Hall. Verb. z. Erforsch. d. Mittld. Bodenschätze. N. F. Bd. 8. Halle.
- WIMAN, C., 1916. Über das Kreidegebiet von Båstad. Bull. geol. Institut. Uppsala. Vol. 15.
- WOLANSKY, D., 1932. Die Cephalopoden und Lamellibranchiaten der Ober-Kreide Pommerns. Abh. d. Geol. Institut. d. Univ. Greifswald.

Några iakttagelser från Wiborgs-rapakiviområdets södra gränsgebit.¹

AV

WALTER WAHL.

(Manusk. inkommet 17/12 1937).

De senaste somrarna har författaren jämte Prof. L. H. BORGSTRÖM och några yngre medarbetare företagit ett antal exkursioner i olika delar av Wiborgsrapakivins gränsområden, och särskilt hava senaste sommar en hel del iakttagelser gjorts, som synas tyda på en större analogi emellan detta, det största av de finska rapakiviområdena, och de mellansvenska och nordsvenska områdena av jotniska bergarter än vad man härintills haft anledning förmoda. Då dessa svenska områden på senaste tid, särskilt tack vare Dr v. ECKERMANNNS undersökningar (v. ECKERMANN 1936, 1937) tillvunnit sig ett ökat intresse, synes ett meddelande om dessa rön redan på undersökningarnas nuvarande ståndpunkt vara av behovet påkallat.

Aspöarna: Förf. hade redan i sitt arbete om Wiborgsrapakivin av år 1925 å p. 25 beskrivit en plagioklasrik rapakivivarietet från en av Aspöarna, vilken för längre tid sedan anträffats av RAMSAY, samt framhållit att densamma för skäligen idiomorfa labradorinsprängningar som första kristallisationsprodukt. Ett besök å ett antal av de c:a 60 holmar och klippor, av vilka Aspö-arkipelagen består och som äro belägna i Finska viken S om Kotka på ungefär tredjedelen av avståndet till Hogland, visade att bergarten i stort sett är ganska likartad på alla holmarna, ehuru lokalt rätt basiska partier förekomma som ett slags större sliror i huvudbergarten. Denna är karakteriserad gentemot de grovkorniga rapakivihuvudtyperna på fasta landet genom att den är medelkornig och genomgående plagioklasrikare. I detta hänseende närmar den sig »Lappee-graniten» i Willmanstrandstrakten, men skiljer sig från denna genom sina idiomorfa, porfyriska strökorn och mörk labrador. Överallt i bergarten förekomma enstaka stora kalifältspatbollar omgivna av plagio-

¹ Referat av ett föredrag hållet vid Geologiska Föreningens möte den 4 november 1937.

klasring, fullkomligt lika dem, av vilka »Wiborgittypen» av rapakivin är i huvudsak sammansatt. Här framstår emellertid dessa bollar som ett slags främlingar, som förefunnits uti i hög grad ojämn fördelning i magmat innan detsamma började kristallisera och därvid först utskiljde labrador i idiomorfa skarpt begränsade kristaller. På de släta strandklipporna har man gott tillfälle att iakttaga huru ojämn fördelningen av dessa stora »rapakivibollar» är: ibland förekomma flera på en kvadratmeter, ibland endast någon enstaka på ett tiotal kvadratmeter. Särskilt karakteristisk för dessa Aspörapakivigraniter är emellertid, såsom redan i beskrivningen av Wiborgsgebietets bergarter (WAHL, 1925) framhölls, förekomsten av de idiomorfa, ganska stora porfyriska labradorkristallerna, som äro så lika de porfyriska labradorkristallerna i labradorporfyren på Sommarö, vilken här nedan kommer att beskrivas. Även Aspörapakivin för den för rapakivibergarterna så karakteristiska mörka, idiomorfa kvartsen. Av de mörka mineralen är en starkt pleochroitisk glimmer den viktigaste, men härutöver förekomma vanlig hornblende, vilken ibland dock är något blågrön, såsom i de mera basiska varieteterna, en nästan färglös, ljusgrön diopsidisk augit och något magnetit samt apatit. En rätt typisk representant för de surare av dessa Aspöbergarter, tagen från mellersta delen av ön Luppi, den SW av holmarna, har analyserats av Dr NAIMA SAHLBOM, och är analysen upptagen som nr 1 å tabell 1.

De basiska avarterna av denna Aspörapakivi, av vilka en förekommer vid det sprängda sundet, som utgör inloppet till hamnen mellan arkipelagens huvudholmar och här såväl å ytan av strandklipporna som i högarna av sprängsten kan väl studeras, äro rätt mörka till färgen och plagioklasrika. Under mikroskopet visar det sig att de mörka mineralen förutom av något glimmer till stor del bestå av ett i någon mån blåaktigt grönt hornblende och blekgrön, nästan färglös augit. Hopgyttrad i korn tillsammans med pyroxenen förekommer en »iddingsit» pseudomorfos efter olivin. Såväl hornblendet som pyroxenen påminna starkt om motsvarande mineral i en del av de kvartsförande augitsyeniterna (»monzoniterna») i Ragunda-gebitet (HÖGBOM 1899), liksom bergarten överhuvud står dessa varieteter i Ragunda nära, såsom även framgår av en jämförelse av analyserna 1, 2 och 3, Tabell 1, där den basiska Aspöbergarten framstår som en mellanled mellan typerna 1 och 3. Likaså stå dessa basiska varieteter de av HACKMAN från Willmanstrandsområdet beskrivna (HACKMAN 1934 p. 19) basiska avarterna av »Lappeegrانيتen» nära. Å andra sidan hava vi i denna basiska mörka Aspövarietet av Wiborgsrapakivin även att göra med en övergångslänk

till vissa rapakivvarieteter i det ryska Kiew'ska rapakivgebietet varest dessa basiska typer ju övergå i tämligen olivinrika (fayalit) graniter. Märklig är även den relativt höga järnoxidulhalten och den samtidigt höga kalk- och kalihalten vid skäligen låg natronhalt, som är dessa aspörapakivvarieteter egen och genom vilka de uppvisa en omisskänlig »lamprofyrisk karaktär». Å ön Luppi nära södra stranden genomskäres huvudbergarten av en c:a $\frac{1}{2}$ meter mäktig gång av röd rapakiviaplit. Denna är finkornig och består nästan uteslutande av kalifältspat och kvarts jämte något mörk, starkt pleochroitisk och med talrika »pleochroitische Höfe» försedd glimmer. Som sista kristallisationsprodukt uppträder här flusspat i talrika små korn. Huvudbergarten måste hava varit i huvudsak kristalliserad, ehuru antagligen ej ännu fullständigt avkyld, då denna gång trängde fram som sprickfyllnad. Denna förekomst framhålles särskilt emedan dylika finkorniga granitgångar äro ganska sällsynta i Wiborgsområdet. Förf. har tidigare observerat en liknande gång strax norr om Kotka, och från Wederlaks skärgård m. fl. ställen finnas sådana gångar omnämnda.

Sommarö: Omkring tre mil OSO om Aspöarna och fyra mil ONO om Hogland ligger klippön »Sommarön» (på finska »Someri»). RAMSAY uppgiver i beskrivningen till kartbladet Hogland helt kort att å Sommarö förekomma kvartsporfyrr och labradorporfyrr liknande dem på Hogland. Då man närmar sig Sommarö från WNW framträda först trenne höga fristående men tätt intill varandra belägna »pucklar» över horisonten; alldeles som fallet är då man från NW närmar sig Hogland. Man har det intrycket att hava ett Hogland i miniatyr för sig.

Bergarterna å holmen äro väl blottade och då under världskriget anläggandet av en stor sjöfästning av Rysslands regering här påbegyntes, finnas talrika djupa sprängningar, vilka voro avsedda att utbyggas till kasematter och mörsare-torn, varför ett utomordentligt tillfälle till petrografiska iakttagelser här erbjudes. Även de tvenne djupa hamnbukterna, vilka tränga djupt in i land och åtskilja från varandra de nämnda trenne höga pucklarna, bidraga ytterligare till att vidsträckta ytor av strandhällar finnas, å vilka bergarternas struktur och kontaktförhållanden väl framträda. Hela södra delen av holmen jämte de trenne hymplarna bestå av kvartsporfyrr. Denna är delvis brun eller brunröd, delvis grönsvarter eller blåsvarter, och i sistnämnda fall är även kvartsen mörk. Någon alltför stor skillnad i sammansättningen mellan dessa varieteter torde knappt förefinnas, de mörka varieteterna föra dock möjligen något

mera plagioklasströkorn än de bruna till brunröda, i vilken kalifältspatströkornen särskilt tydligt framträda. I en del fall representera måhända de brunröda avarterna endast ett längre gånget vittringsstadium av porfyren, som i sitt mera ursprungliga tillstånd varit mörk. Samtliga färg- och strukturvarieteter som iakttogos på Sommarö förefinnas även på Hogland och någon egentlig skillnad emellan Sommarö och Hoglandsporfyreerna har ej kunnat påvisas. Porfyreerna å Sommarö syntes även alla tillhöra samma porfyrmassa; några tecken på att rester av skilda lavaströmmar eller bäddar skulle förefunnits kunde ej iakttagas.

Porfyrisk kristaller av såväl kalifältspat som av plagioklas och av kvarts förekomma ganska talrikt. Å en del varieteter saknas dock plagioklaskristallerna nästan helt och hållet. Fältspatströkornen äro mestadels från en halv till en cm stora, sällan över en och en halv cm. Kvartskornen mestadels från 2—4 mm, sällan över 5 mm stora. Grundmassan är mestadels rätt finkornig och antagligen redan postvulkaniskt något omvandlad, så att man ej har någon klar bild av densamma under mikroskopet. Att något mörkbrun till grön glimmer förekommer kan dock urskiljas. Likaså magnetit och något kloritiseringsprodukter. Det analyserade provet (analys 4, tabell 1) är taget från sprängningarna å högsta delen av den sydligaste udden (alltså längst bort från labradorporfyr och rapakivikontaktarna) och visar att bergarten är mycket sur, surare än den suraste av Wiborgsgebietets huvudtyper »pyterliten». Särskilt anmärkningsvärd är den låga natronhalten, vilken gör, att ehuru kalihalten i och för sig ej är särskilt hög, bergarten dock representerar en extrem kaligranitisk magmatyp. Då en del av den i och för sig låga kalkhalten ingår i flusspaten kunna ej heller avsevärda mängder kalkfältspat förefinnas i grundmassan. Vi hava här att göra med en huvudsakligen av kalifältspat och kvarts uppbyggd porfyr.

De lägre, norra delarna av holmen, särskilt de östra och västra stränderna av den norra, stora hamnbassängen intagas av labradorporfyr. Labradorporfyren på Sommarö påminner utomordentligt starkt om den på Blåklobben i Eckerö skärgård i västra Åland. Bergarten är blågrå och består till huvuddelen av en ganska finkornig grundmassa i vilken från c:a 1 cm till c:a 10 cm stora mörka labradorkristaller ligga strödda. För det mesta hava dessa en storlek av c:a 2 cm, men enstaka större kristaller förekomma. Ganska allmänt äro dessa större plagioklaskristaller rundade till följd av korrosion. På Blåklobben har jag iakttagit en labradorkristall som var c:a 25 cm lång och c:a 10 cm bred samt hade en

Tabell 1.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	64.69	61.06	55.73	74.57	51.05	50.94
TiO ₂	0.68	1.04	0.34	0.32	2.00	2.50
Al ₂ O ₃	16.02	17.12	15.47	12.67	18.55	19.66
Fe ₂ O ₃	0.62	1.06	8.16	2.02	6.08	2.58
FeO	4.64	6.35	3.88	2.29	5.38	6.14
MnO	0.02	0.10	0.76	0.05	0.11	0.07
MgO	0.63	0.68	0.99	0.49	2.62	2.13
CaO	3.62	4.40	3.56	0.86	7.34	10.20
Na ₂ O	2.34	2.79	5.09	0.75	3.59	3.02
K ₂ O	5.54	4.99	4.86	4.94	2.16	0.90
P ₂ O ₅	0.38	0.48	—	—	0.35	0.28
F	—	—	—	0.10	—	—
H ₂ O +	0.50	0.04	} 0.95	0.78	0.44	1.40
H ₂ O —	0.10	0.16		0.20	0.13	0.06
	99.80	100.27	99.79	100.04	99.80	99.80

1. Aspö-Rapakivi. Ön Luppi (Ledfyr) SW Aspö. Anal. N. Sahlbom.
2. Aspö-Rapakivi, basisk avart. Aspö, vid inkloppet till hamnen. Anal. N. Sahlbom.
3. Kvarts- och olivinförande augitsyenit, Böle, Ragunda.
4. Kvartsporfyr. Södra höjden, Sommarö. Anal. N. Sahlbom.
5. Labradorporfyr, Sommarö. Anal. N. Sahlbom.
6. Labradorporfyr, Öster-Höggrund, Eckerö, Åland.

fullkomligt skarp begränsning, men även här voro huvuddelen av strökornen 1 à 2 cm långa. Labradorporfyren från NW stranden av Hogland skiljer sig från här beskrivna typ genom att plagio-klaserna äro mycket tunnare, mestadels endast 3 à 4 mm tjocka vid c:a 2 cm längd och 1 cm bredd samt ofta fluidalt anordnade. På sina ställen blir labradorporfyren på Sommarö rätt tät, och partier förekomma som förefalla att hava en tuffartad karaktär. Detta är särskilt fallet i labradorporfyrhällarna öster om den stora hamnbukten.

Analysen (nr 5 i tabell 1) av labradorporfyren från Sommarö visar något lägre kalkhalt än analysen av labradorporfyren från Höggrund, Eckerö, Åland (nr 6 i tabell 1). Däremot är kalihalten avsevärt högre, möjligen beroende på invandring av kalihaltiga lösningar och ortoklasbildning härstammande från den genombrytande kvartsporfyren, som i talrika gånger och ådror genomkorsar Sommarö-labradorporfyren även i de partier, som ej direkt höra till den breccia, för vilken i det följande skall redogöras. En närmare petrografisk beskrivning av denna labradorporfyr, som ju i många avseenden är av intresse, kommer att publiceras av L. H. BORGSTRÖM, varför den här meddelade hänvisningen till likheten med Ålands labradorporfyren i detta sammanhang må vara tillfyllest. Förf.

vill dock som sin bestämda uppfattning framhålla, att benämningen »ossipit» för dessa bergarter (SEDERHOLM 1934) är alldeles missvisande. De hava intet att göra med ossipiterna, även magmatiskt hava de en alldeles annan genesis än ossipiterna. Att enbart på grund av en viss likhet mellan analyserna av dessa labradorporfyrier och ossipiterna kalla dem ossipiter kan endast leda till missförstånd, och vore det därför bäst att låta denna benämning för labradorporfyrierna försvinna ur litteraturen.

Eruptivbreccian å Sommarö. Klipporna mellan den västra hamnbukten och öns norra strand bestå till allra största del av en eruptivbreccia, som här äger en stor utbredning. Mellanmassan i denna eruptivbreccia utgöres av kvartsporfyr, vilken direkt sammanhänger med kvartsporfyren som uppbygger de tre stora hymplarna på ön. Brottstyckena och blocken i breccian utgöras av labradorporfyr. Men det intressanta är, att dessa labradorporfyrblock i sin tur innehålla brottstycken av en tät felsitisk kvartsporfyr. Eruptivbreccian utgöres sålunda av en slags »dubbelbreccia»: en äldre labradorporfyrbreccia med brottstycken av kvartsporfyr, vilken i sin tur blivit breccierad av kvartsporfyren, som förefinnes i de stora kvartsporfyrmassorna på ön. Förhållandet framgår tydligt av fig. 1. Vi måste sålunda här hava att göra med tvenne kvartsporfyrer av olika ålder: en äldre än labradorporfyren och en yngre. Den äldre kvartsporfyren är makroskopiskt för det mesta tätare än den yngre samt visar under mikroskopet, att den rönt en påtaglig kontaktinverkan från labradorporfyrmagman. Kvartsströkornen hava i kanterna sönderfallit i en grynig massa, och grundmassan uppvisar ett slags fin hornfelsstruktur. Några krosstrukturer eller pressningsfenomen, såsom undulös kvarts m. m. förefinnas ej, och den äldre kvartsporfyren måste sålunda härstamma från eruptiv, som framträngt senare än den sista orogenesisen i denna del av Fennoskandia och sålunda sannolikt även den vara av jotnisk ålder. Det är första gången man inom Finlands jotniska områden anträffat kvartsporfyrer av olika ålder. Genom de här meddelade iakttagelserna bliver olikheten mellan Hoglandsgebitet och Dala-Loosgebiten mindre än vad den hittills förefallit att vara. H. v. ECKERMANN har i sitt nyligen publicerade arbete om de jotniska bergarterna uttalat en förmodan att eruptiv av »Noppi-formationen» (Loos) möjligen skulle förefinnas å Östersjöns och Finska vikens botten, enär block av sådana typer anträffas bland de baltiska istidsblocken (v. ECKERMANN 1937 p. 31). Den petrografiska likheten mellan brottstyckena i Sommarö-breccian och noppi-

kvartsporfyrerna är även synnerligen stor, men då vi å andra sidan i Dalarna och i Loosfältet hava en äldre och en yngre jotnisk kvartsporfyrgrupp med mellanliggande porfyreruptioner, synes det frestande att parallellisera den äldre kvartsporfyren i Sommaröbreccian med den äldre Dalaporfyren, labradorporfyren med Loosporfyriterna och den yngre Sommarö-Hoglandsporfyren med den yngre Dalaporfyren.

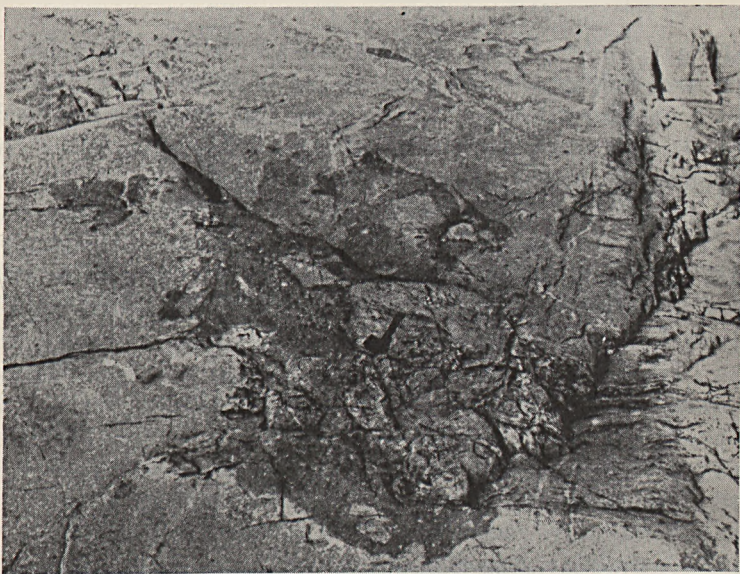


Fig. 1. Eruptivbreccia, Sommarö. Kvartsporfyr med stort labradorporfyrstykke i vilket synes mindre brottstycke av en äldre kvartsporfyr.

Wiborgsrapakivin å Sommarö. Den nordligaste udden av Sommarö, som utgöres av låga klippor belägna väster om inloppet till den stora hamnbukten, består av rapakivi, som här genombrutit labradorporfyren och sänder talrika gångar och ådror in i labradorporfyrgebitet. Närmast kontakten, och på ett avstånd intill c:a en halv meter från den rätt skarpa kontaktlinjen, har rapakivin stelnat som en ganska tät kvartsporfyr, alldeles lik huvudmassan av kvartsporfyren på Sommarö. Med växande avstånd från labradorporfyren blir rapakivin småningom allt grövre, men uppnår ej inom det relativt ringa gebit på Sommarö, inom vilket den är synlig, samma grovkornighet, som å fastlandet norr om Sommarö. Denna rapakivi på Sommarö står till sin utbildning emellan kvartsporfyren och den egentliga Wiborgsrapakivin och påminner kanhända mest om de surare andelarna av Aspö-rapakivin ehuru den ej är så pass

plagioklasrik som denna. Samhörigheten med Wiborgsrapakivin framträder hos Sommaröbergarten alldeles som hos Aspöbergarterna däruti, att man överallt i bergarten finner enstaka av de stora för »Wiborgit-typen» av Wiborgsrapakivin så karakteristiska stora kalifältspatbollarna omgivna av plagioklasmantel. Liksom i Aspöbergarten äro ortoklasbollarna också här rätt ojämnt fördelade, de äga dock samma storlek och utseende som i huvudbergarten på fastlandet. Genom förekomsten av dessa stora rapakivibollar visas tydligt bergartens samhörighet med Wiborgsrapakivin, ehuru den ju såsom nämnts har en i övrigt mera granitporfyrisk karaktär än huvudbergarten. Det är visserligen fallet att man i vissa delar av de större kvartsporfyrhöjderna på Hogland kan observera enstaka ortoklaser omgivna av plagioklasring, men dessa äro ytterst sällsynta och uppnå ej samma storlek som i fastlandsrapakivin. I kvartsporfyrerna, som upptaga huvuddelen av Sommarö, hava sådana stora ortoklasbollar ej observerats och det synes mig därför otvivelaktigt, att rapakivin å norra Sommarö ej är enbart en grövre avart av kvartsporfyren utan representerar Wiborgsrapakivins randfacies, som vid kontakten mot labradorporfyren övergår i en kontaktfacies, som är lik kvartsporfyren. Mellan rapakivin och kvartsporfyren ligger ett bälte av labradorporfyr, som dock ej är vidare mäktigt och såsom beskrivits överallt genomträngs av rapakivi-kvartsporfyr-gångar, för att slutligt längre västerut övergå i den tidigare beskrivna eruptivbreccian. Det synes sålunda, som om rapakivimagmat här skulle genombrutit ett tidigare stelnat hängande hölje av labradorporfyr samt sedan trängt fram i dagytan och stelnat som kvartsporfyr. Man kan ej få annat än den uppfattningen, att rapakivin och kvartsporfyren på Sommarö hava samma ålder jämförda med labradorporfyren och representera en med avseende å läget i jämförelse med denna intrusiv och extrusiv andel av samma magma. Intressant är, att den genombrutna labradorporfyren just här själv har eruptivbreccia-karaktär, och vi hava sålunda här på norra stränderna av Sommarö rester av en ost till väst, i stort sett parallellt med Wiborgsrapakiviområdets södra begränsning förlöpande brottzon, som upprepade gånger givit vika, först vid den äldre kvartsporfyrems framträngande, sedan vid labradorporfyrens framträngande och slutligen vid rapakivins genombrott till dagytan varvid kvartsporfyrmassorna extruderats.

En fortsatt undersökning å några svårtillgängliga klipphöllar nord och ost om Sommarö skall kanhända framdeles bringa ytterligare bidrag till kannedomen av Wiborgsrapakiviområdets södra gränsgebit.

Litteraturförteckning.

1. ECKERMANN, H. v. The Loos-Hamra Region, G. F. F. 58. 1936. 129—343.
 2. —, The Jotnian Formation and the sub-Jotnian Unconformity. *Ibid* 59. 1937. 19—59.
 3. HACKMAN, VICTOR: Das Rapakivirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Williamstrand), *Bull. Com. Geol. Finlande* N. 106. 1934 1—82.
 4. HÖGBOM, A. G., Om Ragundadalens geologi. *Sveriges Geolog. Unders. Ser. C. N.* 182. 1889, 1—121.
 5. SEDERHOLM, J. J., On migmatites an associated Pre-cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part III. The Åland Islands. *Bull. Com. Geol. Finlande. N.* 107. 1934, 1—68.
 6. WAHL, W., Die Gesteine des Wiborger Rapakivi Gebietes. *Fennia* 45. N. 20. 1925
-

Anmälanden och kritiker.

- V. HINTZE, *Møens Klints Geologi*. Efter Forfatterens død udgivet med Carlsbergfondets Støtte af Ellen Louise Mertz og V. Nordmann. — VIII + 410 sid., författarens porträtt, 79 textfig. och 10 tavlor. København 1937.

I detta ståtliga och vackert illustrerade arbete framlägges Museumsinspektör HINTZES mycket brett lagda beskrivning av de invecklade geologiska förhållandena i Møens Klint. Av särskilt stort intresse äro studierna över erosionens verkan på klintkusten. Till den deskriptiva framställningen anknytes en historik över Klintens geologiska utforskande, vilken ger en god inblick i den geologiska forskningens historia i Danmark över huvud taget. Vid författarens fränfälle 1934 förelåg ungefär hälften av volymen i reentryck, medan det övriga befann sig i manuskript, delvis endast som utkast i flera olika versioner. Utgivarna ha därför haft ett synnerligen drygt redigeringsarbete och ha även företagit studier i fält för att jämföra, vad man nu kan se, med förhållandena, sådana HINTZE beskriver dem. Förf. påbörjade nämligen sina fältundersökningar redan i slutet av 1880-talet och fortsatte sedan därmed under nästan hela sitt liv. Denna långa tid gav honom en enastående kännedom om de stratigrafiska och tektoniska förhållandena, i det att den snabbt fortgående erosionen i Klinten ständigt blottade nya profilsnitt. Utgivarna ha i huvudtexten mycket pietetsfullt följt HINTZES egen framställning, men tillfoga i förklarande noter åtskilligt, som ger läsaren ökad behållning. HINTZES avsikt har varit, att arbetet skulle omfatta ytterligare flera kapitel, som han tyvärr aldrig hann få färdiga. Framför allt saknar man en sammanfattande framställning av den tolkning HINTZE ville ge de tektoniska förhållandena. Man är emellertid utgivarna stor tack skyldig för att de gjort detta väldiga material av noggranna primäriakttagelser tillgängligt, helst som stora partier av Klinten, som nu störtat i havet, undandragits förnyad observation.

Lagerföljden i Klinten är nedifrån och uppåt: 1) skrivkrita, 2) nedre morän, 3) en marin, interglacial serie, som HINTZE parallelliserar med Eem Zonen, 4) övre morän. Hela denna lagerserie är sönderbruten i ett stort antal snedställda flagor, vilka av ett i horisontell riktning verkande tryck skjutits samman den ena upp över den andra. Det antagandet, att dessa dislokationer uppkommit genom istryck, som ju synes ligga närmast till hands, och som tillämpats med avseende på Rügen, där en nästan identisk lagerföljd dislocerats på liknande sätt, avvisar HINTZE på det bestämdaste. Motiveringen härför är dels det på upprepade ställen betonade förhållandet, att på Møens Klint saknas ett sådant ovanpå de dislocerade flagorna utbrett moräntäcke, som förefinnes på Rügen, dels att det tryck, som skjutit

hop flagorna verkat från helt olika håll inom Klintens södra och inom dess norra delar, varigenom hopskjutningen riktats från två håll in emot Klintens centrum. HINTZE sluter härav, delvis med stöd av ännu opublicerade torvmosseundersökningar, utförda av KNUD JESSEN, att dislokationerna äro tektoniska och ha ägt rum efter istiden, i finiglacial tid och fortsatt ända in i postglacial tid. Hur HINTZE tänkt sig dessa dislokationers förlopp i detalj och deras orsaker, får man som nämnt icke veta, men arbetets stora värde, HINTZES bestående livsverk, ligger icke i den mer eller mindre vanskliga tolkningen utan i det utomordentligt rika, här i text och bilder framlagda materialet av noggrant utförda fältobservationer.

R. Sandegren.

KONRAD RICHTER, Die Eiszeit in Norddeutschland. — Deutscher Boden: Bd IV. VI + 179 sid., 63 textfig. Gebr. Borntraeger, Berlin 1937.

Detta arbete ger, delvis i mycket populär form, en samlad framställning av Nordtysklands istidsgeologi. Tolkningen av en del fenomen och i en del fall även bevisföringen för vissa slutsatser synas måhända för en nordisk geolog något problematiska, men boken har många stora förtjänster bl. a. däri, att den i en relativt koncis form och inom en ej allt för vidlyftig ram ger en översikt över istidsforskningens ståndpunkt i Nordtyskland just nu. Man lägger från sig boken med en stark känsla av, huru oerhört invecklade problem den nordtyska kvartärgeologien erbjuder och att vi ha mycket att lära av våra tyska kollegers arbetsmetoder. Av största intresse är redogörelsen för den moderna »Geschiebe»-forskningen, där tyskarna accepterat och byggt vidare på V. MILTHERS' blockstudiemetoder, och den mycket detaljerade framställningen rörande hela den serie av med varandra alternerande istider och interglacialtider, vilken de tyska forskarna numera anse sig ha funnit bevis för bl. a. just genom »Geschiebe»-studier. De senaste kapitlen i boken ge ett utmärkt perspektiv över dessa kvartärtidens äldre skeden, vilka, då de åtföljts av omfattande förändringar både i fråga om nivå- och klimatförhållanden, måste ha haft en betydande längd. Redogörelsen för den invecklade avsmältningsmekaniken inom de dödisbälten, som under den sista (Weichsel-)istiden omgivit den levande isranden, skänker många synpunkter värda beaktande vid utredandet av avsmältningsförhållandena även inom våra supramarina områden, och en annan tankeställare i avseende på vår geokronologiska forskning ger det genom bl. a. R. GRAHMANNS undersökningar konstaterade förhållandet, att flertalet av de i isdämda bäcken under olika skeden avlagrade varviga lerorna blivit avsatta under nedisningarnas framryckningsskeden och icke såsom här i Norden, under det att isen var stadd i recession.

R. Sandegren.

W. L. BRAGG, *Atomic structure of minerals*.
Oxford University Press 1937. XIII + 292 s. \$ 3,50.

Denna bok är utgiven i samband med en serie föreläsningar, vilka förf. höll år 1934 som George Fisher Baker Non-Resident Professor vid Cornell University, Ithaka, N. Y. Han har tillägnat den sina åhörare, alla namngivna.

Första delen, 47 sidor, är ägnad en sammanställning av strukturlärens grunder och de metoder, som användas vid struktur-analyser. Den är ytterst klart och koncist skriven och borde läsas av alla, som intressera sig för mineralogi. Särskilt uppmärksammas borde den varning förf. ger mineraloger då de försöka förklara komplexa föreningars egenskaper medelst användning av formler för »end-members» och betrakta mineralet som en isomorf blandning av sådana ideala kemiska föreningar. Sådana försök basera sig på en princip, som är »fundamentally wrong» (sid. 37). Det skulle förutsätta existensen av kemiska molekyler, i vilka ett bestämt antal atomer bilda en karakteristisk under-grupp i strukturen, men det existerar inga molekyler i mineral-strukturen.

Den andra och större delen av boken är en reviderad sammanställning av mineralens strukturer, beskrivna fram till slutet av år 1936. Förf. börjar med elementen, därefter följa sulfider och oxider för att sedan övergå till silikaten. Halva boken ägnas denna sistnämnda grupp, vilket visar silikat-strukturens stora allmänna betydelse. Redan vid studiet i elementär petrografi borde denna del få ingå som ett viktigt led.

Som uppslagsbok är andra delen av boken outhärlig, i synnerhet som den är klart och översiktligt skriven och alla nödvändiga data äro medtagna. Den är rikt illustrerad med figurer över alla viktigare strukturer ävensom fotografier av struktur-modeller. Om betydelsen av de senare påpekar förf. att svårigheten att tänka i tre dimensioner lättast övervinnes genom byggandet av sådana modeller.

Boken avslutas med en tabell över de 230 rymdgrupperna där SCHOENFLIES', WYKOFF'S samt MAUGUIN'S normaliserade symboler äro upptagna.

Erik R. Ygberg.

PIA, JULIUS: *Kohlensäure und Kalk. Die Binnengewässer*, Bd XIII. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1933.

Det ämne PIA behandlar i föreliggande arbete har han ägnat en god del av sitt liv. Man torde därför kunna utgå ifrån, att framställningen — jämte hans större arbete — är den vederhäftigaste som f. n. står att få.

Första huvudkapitlet omfattar den kolsyrade kalkens kemi (96 sidor). Den är en utmärkt sammanfattning ur alla synpunkter och med alla erforderliga distinktioner. Tabeller och diagram både ur litteraturen och efter PIAs egna undersökningar underlätta arbetet för andra forskare i ämnet.

Kalkfällningen är biogen eller abiogen. Den förra som bildats genom djurens eller växternas livsprocess är dels organisk (bildad av organismrester) eller fysiologisk (bildad av organismerna genom förändringar i deras omgivningar). PIA anger själv, att gränsen är vag.

Abiogen kalkfällning kan ha orsakats genom 1) vattnets avdunstning, 2) temperaturändringar, 3) tryckändringar, 4) vattnets rörelser, 5) minskande kolsyrehalt, 6) omsättning med andra salter, 7) blandning med karbonatfritt vatten, 8) adsorption, 9) fotolytisk nedbrytning (av bikarbonat, som befordra kalkavlagring), 10) katalytisk verkan och 11) avsättning ur suspension. Nr 1, 5 och 6 anser PIA vara viktigast i naturen, nr 11 avser ej nybildning och är därför här ur räkningen.

PIA har nedlagt ett stort arbete på att undersöka, vilka växter och djur som bidraga på ett eller annat sätt till kalkfällningen. Viktigast bland växterna äro myxofycéer och characéer, medan en stor del mossor snarare sky kalken; detta gäller ju särskilt Sphagna.

Om kalkbildningsförloppet äro meningarna delade. PIA anför följande orsaker: kolsyreavgång, bikarbonatspaltning, förändring av organiska kalciumföreningar och kalkfällning genom bakterieinverkan. Sistnämnda inverkan kan vara: ammoniakbildning ur äggviteämnen eller genom denitrifikation, sönderdelning av organiska kalciumföreningar m. m. Den förstnämnda anser PIA vara viktigaste bakterieinverkan.

De vanligaste kalkfällande djuren äro molluskerna, vilkas skal i de flesta fall bestå av aragonit. I detalj äro de byggda av små CaCO_3 -kroppar omgivna av konchin. Om själva kalkfällningsförloppet finnas flera åsikter, vilka enligt PIA kunna fördelas på följande grupper: omedelbar fällning ur omgivande vattnet eller fällning ur kroppsvätskorna. Kalken i blodet kan förekomma som oorganiska salter eller som organiska föreningar.

Slutprodukterna, alltså kalkstenarna, indelas efter sin beskaffenhet i: hårdkalkstenar (Hartkalk), vilka äro fastsittande kalkstenar (Festkalk), lösa kalkstenar (Loskalk) eller fragmentkalkstenar (Bruchkalk) och slamkalk (Schlammkalk, Weichkalk). Deras beskaffenhet framgår i viss mån av namnen; PIA betonar dock, att övergångar finnas mellan dem. Till de rinnande vattens fastsittande kalkstenar (travertiner) höra kalksinter och kalktuffer, vilka sistnämnda enligt PIA tillhöra jordens varmaste delar; produktionsmässigt sett torde detta vara riktigt. Till sjöarnas fastsittande kalkstenar höra de från våra kalksjöar kända algkalkkrustorna, fenomen över vilka en vidlyftig litteratur föreligger. Viktigaste lösa kalkstenarna, vilka i viss utbildning finnas även i rinnande vatten, äro myxofycéalkknölar (phykopsepher), varav den mest typiska formen är Bodensee-traktens Sehnegglistein. Besläktade därmed äro skalbankarna, vilka i Mellaneuropas sjöar ligga inom zonen 5(—7)—(10—)12 m, dock djupare i större sjöar och i mera exponerat läge. Anmärkningsvärt nog ligga de djupare än djurens livszon, ett förhållande som trots många försök ännu är oförklarad. Sötvattnens slamkalk äro alm (kemisk utfällning kring subakvatiska källor) och bleke (Seekreide) inkl. kalkgyttja (Wiesenkalk, de båda sistnämnda huvudsakligen fysiologiskt bildade), vilka sägas vara utmärkande för de forna nedsliningsområdena. PIAs (och andras) funderingar över deras bildnings hastighet borde ha grundats på principerna för sedimenttillväxten i sjöarna (bl. a. framlagda i Die Binnengewässer Bd II). Även i saltvatten sker kalkfällning; här synas de organiska kalkstenarna vara viktigast.

En förträfflig litteraturförteckning avslutar och fullkomnar detta arbete, som knappast torde kunna undvaras av dem som behandla sjöarnas och havens kalkproblem.

G. Lundqvist.

Geologie der Meere und Binnengewässer. Zeitschrift für marine und limnische Hydrogeologie und ihre praktische Anwendung. Unter Mitwirkung von M. L. Dangeard (Caen), E. M. Kindle (Ottawa), G. Lundqvist (Stockholm), N. Nielsen (Kopenhagen), G. Petersen (Lima), M. Sauramo (Helsinki), K. M. Ström (Oslo), W. H. Twenhofel (Madison), J. van Veen (Haag), F. Yoshimura (Tokio) herausgegeben von Erich Wasmund, Kiel. Bd 1. H. 1. — 176 sid. Berlin. Gebr. Borntraeger 1937.

Första häftet av denna nya tidskrift, som framträder i elegant utstyrelse och med talrika goda illustrationer, har följande innehåll: I. VOELCKER, Schweremineraluntersuchung der Sande der Düne von Helgoland. PH. H. KUENEN, Einige Bilder eigentümlicher Verwitterungsformen an Tropischen Küsten (Molukken). E. WASMUND, Der unterseeische Rücken von »Südstrand« zwischen Helgoland und Eiderstedt. W. SCHEFFEN, Strandbeobachtungen im Malayischen Archipel. E. WASMUND, Postglaziale Reliefentwicklung in der nördlichen Ålandssee. A. L. BUSCHKIEL, Natürliche und kulturelle Veränderungen an den Flussdelten der Nordküste Javas. C. R. BAIER, Die Bedeutung der Bakterien für den Kalktransport in den Gewässern. K. LAMCKE, Natürliche Anreicherungen von Schwermineralien in Küstengebieten. H. v. MÜLLER-BERNECK, Taucherforschungen auf Arkona-Riff nach der versunkenen Wikinger-Feste Jomsburg. E. WASMUND, Seeflugstützpunkte und Geologie. P. GROSCHOFF, Landverluste an der Kieler und Lübecker Bucht im Winter 1936/37. — Ett gott uppslag är, att de medarbetande författarnas adresser lämnas i slutet av häftet.

R. Sandegren.

ARTHUR HOLMES, The Age of the Earth. Nelson Classics. X + 263 pp. London 1937.

Detta lilla arbete måste sägas fylla ett länge känt behov och till yttermera visso fylla det på ett synnerligen förträffligt sätt. I en ofta nog rent litterär form lämnas här en populär och lättfattlig men dock vetenskapligt stringent redogörelse för de resultat, som hitintills vunnits på den absoluta tideräkningens arbetsfält samt deras konsekvenser för den geologiska världsåskådningen. Den lilla boken synes utmärkt väl kunna förvara en plats bland den geologiska och varför ej geografiska kurslitteraturen vid våra högskolor, såsom en stimulerande och tankeväckande läsning vid sidan av de tyngre läroböckerna. Men även för geologen av facket är denna sammanställning av största värde och intresse.

Första kapitlet ger en historisk överblick, som sträcker sig ända från babyloniernas spekulationer över jordens och mänsklighetens ålder fram till upptäckten av radium och inaugurerandet av den radioaktiva metoden för åldersbestämningar. I kapitlet II finner man en allmän orientering över bergartsbildningen och de geologiska processerna samt en redogörelse för det successiva uppbyggandet av det relativa geologiska tidsschemat. Man får här en intressant inblick i den del av den geologiska forskningens historia,



som centraliserar sig kring namnen WILLIAM SMITH, HUTTON, LYELL, SEDGWICK och MURCHISON.

Därefter övergår förf. till en granskning av de icke radioaktiva metoderna för åldersbestämning och ger en ganska fullig framställning av de två metoder som grunda sig på sedimentmäktigheterna och på havets salthalt. De olika svårigheter, som äro förknippade med dessa metoder diskuteras, och förf. påvisar, huru ytterligt otillförlitliga, ja, i de flesta fall bevisligen felaktiga de uppnådda resultaten äro.

Fjärde och femte kapitlen i arbetet äro ägnade åt de radiaktiva åldersbestämningarnas metodik, varvid heliummetoden och blymetoden behandlas var för sig. Först lämnas en orienterande redogörelse för de radioaktiva omvandlingarna, de emitterade strålarnas karaktär och slutprodukternas olika blyisotoper, varefter de formler deduceras enligt vilka man ur heliumkvoterna beräknar åldersvärdena.

Vid beräkningar efter denna metod utgår man från tre förutsättningar, vilkas riktighet måste provas, nämligen

- 1) att materialet ursprungligen var fritt från helium;
- 2) att intet helium avvikit under den geologiska utvecklingen;
- 3) att sönderfallshastigheten varit densamma under alla tider.

Den första av dessa förutsättningar torde vara korrekt i alla de fall, då materialet kristalliserat vid eller nära jordytan som en bergart eller ett mineral av magmatiskt ursprung, eftersom en eventuell ursprunglig heliumhalt under dessa höga temperaturförhållanden måste ha drivits bort. Likaså torde kalkstenar och andra bildningar av ren kemisk eller organisk härkomst vara fria från ursprunglig heliumhalt.

Den andra förutsättningen åter medför avsevärda begränsningar i metodens användbarhet. Den får nämligen anses giltig endast för sorgfälligt utvalt friskt material av vissa ometamorfa, finkorniga magmabergarter, som t. ex. basalter. Däremot gäller den icke för vittrat eller metamorfoserat material och icke heller för starkt radioaktiva mineral, d. v. s. sådana med mera än ca 0.1 % U eller Th. Sådana mineral förlora helium redan vid exposition i luft och ännu mera vid pulvrisering för analys.

Vad förutsättningen nr 3 beträffar, kan dess riktighet bevisas med tillhjälp av de pleokroitiska gårdarna kring radioaktiva substanser i t. ex. biotit. Radien hos de olika pleokroitiska ringarna är nämligen konstant, oberoende av bergartens ålder, och då den genererande α -partikelns räckvidd är proportionell mot sönderfallshastigheten, är ju också den senares konstans genom tiderna bevisad.

Heliummetoden är alltså icke användbar för mycket gamla bergarter, vilka alltid äro metamorfa. Här får man i stället tillgripa blymetoden, med vilken man kan tränga avsevärt längre tillbaka i tiden. Vidare är den senare tillämplig just för starkt radioaktiva bergarter, där heliumberäkningarna bli otillförlitliga, och sålunda kan man säga, att de båda metoderna på ett synnerligen lyckligt sätt komplettera varandra.

I samband med sin redogörelse för blymetoden påpekar förf. att förhållandet mellan bly och dess radioaktiva moderement på senaste år befunnits vara avsevärt mera komplicerat, än vad man tidigare antagit. Så har man med hjälp av den moderna magneto-optiska metodiken upptäckt ett stort antal tidigare obekanta blyisotoper, och de hittills kända uppgå till ej mindre än 16 stycken med atomvikter från 201 till 216. Emellertid äro de tre vikti-

gaste isotoperna, uranbly (206), aktinouranbly (207) och thoriumbly (208) kvantitativt så dominerande (i vanligt bly t. ex. sammanlagt 97.5 %), att man endast i något enstaka fall behöver taga hänsyn till förekomsten av de övriga. Det förtjänar dock att framhållas, att icke heller de tre huvudisotoperna synas vara helt inaktiva utan under alfastrålning omvandlas i resp. Pb^{202} , Pb^{203} och Pb^{204} , en omvandling, som emellertid sker oerhört långsamt.

Formlerna för beräkningar enligt blymetoden deduceras successivt, och vidare diskuteras ingående den komplikation, som uppstår genom aktinouranserien och dess ändprodukt Pb^{207} . En tabellarisk sammanställning lämnas över de korrektioner, som i detta hänseende äro nödvändiga, och man finner, att dessa med stigande ålder öka från 3.5 till c:a 13 % av de korrigerade värdena. På grund av vissa andra komplikationer äro emellertid korrektionsdata t. v. endast approximativa.

En förutsättning för blymetodens användbarhet är givetvis, att det undersökta mineralet saknar ursprunglig blyhalt, eller att denna i så fall kan bestämmas. Om mineralet är thoriumfritt, kan proportionen mellan vanligt bly och uranbly beräknas genom en atomviktsbestämning, men om även thoriumbly förefinnes, måste en isotopanalys tillgripas. På grund av ursprunglig blyhalt kan ännu så länge blymetoden icke med framgång tillämpas på magmabergarter, vilka ofta giva blyhalter flera hundra gånger större än de på radioaktiv väg genererade. Lyckligtvis vidlådas emellertid icke starkt radioaktiva mineral av denna olägenhet, men även för dessa måste åldersbestämningarna anses såsom endast approximativa, såvida man icke genom atomviktsbestämning eller annorledes kan konstatera frånvaron av eller korrigera för en eventuell ursprunglig blyhalt.

Efter en diskussion av en rad andra felkällor, till vilka hänsyn måste tagas, avslutas kapitlet om blymetoden med en tidsskala, upprättad med dennas hjälp och slutligen ett schema över de geologiska formationerna från tertiär till kambrium, där bestämningar enligt bly- och heliummetoderna använts för »kalibrering», och där man kan iakttaga en god överensstämmelse mellan de båda metodernas resultat.

Det sjätte kapitlet är betitlat »Cycles and revolutions in the earth's history», och här kunna vi särskilt notera en sammanställning av fennoskandiska åldersbestämningar inom urberget. Nio sådana äro uppgivna, och de fördela sig i tre grupper, nämligen vid c:a 850 m. å. (Moss, 3 st.), vid c:a 1 035 m. å. (Arendal; Ytterby; Ladoga, 2 st.) och vid c:a 1 580 m. å. (Karelen, 2 st.). Överensstämmelsen mellan de olika siffrorna inom samma grupp är påfallande god, och förf. hänför de tre grupperna till resp. gotokarelidiska, svekofennidiska och marealbidiska cykeln. Från den norvegosamidiska cykeln föreligga inga data.

På grundval av tillgängliga åldersbestämningar diskuterar förf. de olika orogena cyklerna i Europa och deras längd. Det framgår, att påfallande långa tidsluckor falla dels mellan svekofennider och marealbider, dels mellan kaledonider och gotokarelider. I den förra luckan vill förf. placera den norvegosamidiska cykeln, i den senare falla de jotniska och närmast äldre sedimenten jämte basiska intrusioner och rapakivgraniter av minst tre åldrar. Han understryker det märkliga faktum, att just under denna senare period de bergskedjebildande krafterna inom de allra flesta delar av världen varit latent.

Det skulle föra för långt att här gå in på de ytterligare redogörelser, som lämnas för motsvarande cykliska utveckling inom övriga delar av jordklotet. Noteras må endast, att den hittills högsta ålderssiffran, 1 750 m. å., bestämts i en pegmatit i SO. Manitoba. Denna pegmatit genomsätter det s. k. Rice-Lake systemet, vilket bl. a. omfattar konglomerat med bollar av ännu äldre bergarter. Det förefaller alltså, som om 1 900 till 2 000 millioner år vore ett minimivärde för »jordens ålder» eller åtminstone för åldern av dess äldsta bergarter.

I ett avslutande kapitel diskuterar förf. en rad kosmiska problem och påpekar huru ett antal, låt vara ytterst osäkra, kalkyler synas antyda, att icke blott jordklotets utan även solsystemets, ja, hela universums tillkomst möjligen vore att förlägga till ungefär samma tidpunkt, det kritiska året »minus 2 000 000 000».

T. Krokström.

Till frågan om alkaliuppdelningen i saliska magmor.

Av

N. SUNDIUS.

I sitt arbete »Norbergs berggrund och malmfyndigheter» (S. G. U., Ser. Ca, N:o 24) har Prof. GEIJER bl. a. gått in på frågan om uppkomsten av de extremt natron-(plagioklas-)rika bergarter, som ha så stor utbredning i leptitformationen och även visat sig vara företrädda i urgraniter och apliter, i de senare kombinerade med alkali-intermediärt sammansatta, röda, saliska och alkalina moderbergarter. Det är med dessa rader icke meningen att upptaga denna fråga till vidare diskussion, i all synnerhet som GEIJER vid behandlingen av det mycket belysande nya Norbergsmaterialet i princip ansluter sig till den av bl. a. mig förfäktade ståndpunkten, att en acceptabel förklaringsprincip för de plagioklas-extrema bergarterna bör utgå från förutsättningen, att deras magma bildats och avseparerats från den alkaliintermediära under det magmatiska skedet. Om jag begagnar mig av möjligheten att utnyttja diskussionsutrymmet i G. F. F., är det endast för att i all korthet korrigera en missuppfattning eller otydlighet, som insmugit sig i GEIJERS skrift vid referatet av ett mitt hithörande arbete, »On the differentiation of the alkalies in aplites and aplitic granites», S. G. U., Ser. C, N:o 336. I GEIJERS arbete, sid. 50, säges alltså: »SUNDIUS betonar först såsom förutsättning för en dylik differentiation, att temperaturen i magman måste ha nedgått så långt, att alkalifältspaternas egentliga blandbarhetsgebiet passerats före kristallisationen. Så långt är allt klart. Men sedan postulerar SUNDIUS, om förf. förstätt honom rätt, att denna omständighet även innebär, att blandbarheten i flytande fas blir lika inskränkt. Denna slutsats saknar allt stöd i det föregående resonemanget — — —.»

Senare delen av det citerade stycket är ej fullt tydlig, för läsaren torde det likväl såsom sannolikast framgå, att jag i min skrift skulle velat tillämpa den begränsning i blandbarhet i fast fas, som är företrädd hos alkalifältspaterna, att gälla även för den flytande fasen, något som strider mot jämviktslärens principer.

Det åsyftade stället i min uppsats (sid. 32) torde vara följande: »A mineralogical fact of great interest is that nowhere in the differentiated aplites is the feldspar of the red rock a micropertthite, but a microcline, poor in or free of albitic intergrowths, combined with free plagioclase. This proves that the temperature of the consolidation in the differentiated aplites was very low, lower than at the commencement of the splitting up of the homogeneous feldspars to form perthite. An interesting consequence of this is that the temperature of the consolidation in these marginal parts of the massive was lower than in any of the other parts of the massive».

Något postulat av av G. antydd art finnes icke i detta sammanhang, ej heller i fortsättningen, i vilken min uppfattning, att differentiationen skett i flytande fas motiveras dels med den omständigheten, att båda slagen av bergarter förhålla sig på sådant sätt, att de måste antagas samtidigt ha existerat såsom magmor, vidare av omöjligheten att härleda alkaliuppdelningen med tillhjälp av en kristallisations-fraktioneringsprocess, bådadera slutsatser, som accepterats av senare författare.

Vilken betydelse den låga stelningstemperaturen kan ha för alkaliuppdelningen, har jag icke diskuterat i mitt arbete, givet är dock, att den måste vara en väsentlig faktor, eftersom denna art av differentiation icke kommer till synes under andra förhållanden än i magmor av berörd art. Ur likvationsteoriens synpunkt skulle det väsentliga härvidlag vara, att om ett diskontinuitetsgebiet finnes i alkalifältspaternas system eller i systemet alkalifältspater + ringa anorthit, så bör enligt den geologiska erfarenheten detta ligga under komponenternas smältyta och kan träda i funktion endast om kristallisationstemperaturen genom närvarande mineralisatorer och kvarts är långt nedsatt.

The Rapakivi Puzzle.

A reply

By

H. G. BACKLUND.

(MS. received Febr. 1st, 1938.)

Temperament may be a splendid gift, especially when it stimulates its owner — if he be a true searcher in scientific problems — to defend what he is convinced represents the truth. But as the »truth», in the very complex scientific problems of geology, is deeply involved with many abstractions, it may take on another aspect when some of the abstractions are potentially removed by the accumulation of new facts. Even a temperamental researcher may, therefore, allow another worker to defend the conclusions which he himself has drawn from the general body of knowledge and his own experience.

It may seem that the Writer is an intruder into the realms of Dr. H. v. ECKERMANN'S work on the Rapakivi rocks. Actually, however, the Writer began some time ago to direct his attention to the broader regional questions of the Rapakivis (3, 4). Moreover, as the comprehensive work of v. ECKERMANN on the principal area has already been published, in papers (7, 8) which the Writer was the first to appreciate highly, he may appropriately say, with GEIKIE (9, p. 471): »Many a time we may find that the results obtained by some fellow labourer, though they may have had but little significance for him, flash a flood of light on what we have been doing ourselves.» The Writer also acknowledges with satisfaction his pleasure in having made two excursions to the Swedish Rapakivi areas in the agreeable company of v. ECKERMANN.

»The Genesis of the Rapakivi Granites» (1) is a temperamental reaction to some recently published remarks bearing on the position of the Rapakivi granites in the regional geology of Fennoscandia, and on some considerations of their genesis (4), and also to the views expressed in a lecture delivered by the Writer at a meeting of the Geologists' Association in Upsala. No part of this lecture has yet appeared in print, but it was followed by so lively a discussion that the Writer was stimulated to prepare for publication an outline of his treatment of the subject. The resulting paper, though in the press, has not yet appeared; hence the attack of v. ECKERMANN rests principally on memorial annotations.

The »granitisation theory», as applied by the present Writer, is by no means to be regarded as a simplification of the problems involved, as v. ECKERMANN seems to believe (1, p. 523). Its real propounder, the late Professor J. J. SEDERHOLM, found it so complex and difficult that he never attempted to develop it in detail, either quantitatively or even qualitatively. The bearing of the theory on regional geology thus became obscured, and the possibility of its application was pushed out of the way, down to the unknown depths, far away from anyone's special field of investigation.

The Writer's special task has been a threefold one. *F*irst: to demonstrate that »granitisation» is not a special process belonging only to the remotest times and depths, but a general geological activity appropriate to folded mountains of nearly every age, though rarely visibly revealing its consequences except in the older folded tracts (2). *S*ec^ond: to direct special attention to one of the biggest problems in regional geology, the solution of which has evaded all workers till quite recently: the space problem. How may the emplacement of the biggest granitic bodies be understood, when the enclosing country rocks and their structures not only fail to show effective disturbances of their general orientation, but can actually be traced, almost without disturbance, throughout much of the emplacing body or its parts, as »roof pendants», »inclusions» or other isolated remnants of common and nearly undisturbed orientation? Meanwhile, although the embarrassing questions raised by this mysterious phenomenon go on accumulating day after day, they are for the most part passed by with taciturnity and conveniently ignored. *T*hird: the Writer set himself the task of trying to present some idea of the qualitative and quantitative aspects of the »granitisation» processes. For this purpose he chose localities where the exchange of place of two different types of normal sediments with a granitic body could apparently not be explained by any conceivable process other than that of a gradual

»granitisation» in the sense of SEDERHOLM, *i. e.* without any removal of the sedimentary (or other sialic) mass as such, and without the operation of melting or assimilation processes as usually understood. The localities selected for this purpose were Västervik, S. E. Sweden, for quartzitic sediments; Gökömm, N. of Upsala, for limestone sediments of the Svekofennides; and Cape Hilding on the Liverpool coast of East Greenland, for Caledonian limestones. The detailed mineralogical investigations of the Loos and Tennberg areas (v. ECKERMANN), where similar peculiarities had been reported, provided the numerical data for the calculations in the limestone cases. These showed immediately that the »granitisation»-matter, when calculated quantitatively, was by no means identical with, or even similar to, the vaguely defined »schor» of SEDERHOLM, but had a composition varying with that of the material undergoing the »granitisation» transformation. Moreover, the composition was in no case comparable with stoichiometrical or other mineral solutions. In its assemblage and sequence of elements the »granitisation»-matter was found to be akin to what has been called »emanations» (HOLMES, 10; REYNOLDS, 12), for the migration of which special intergranular physico-chemical mechanisms have been suggested (WEGMANN, 14; SENG, 13). The experience gained from these localities was then applied to, and checked at, the Jotnian molasse areas. Furthermore, personal experience of a comparable kind had already been gained in the East Greenland areas of Old Red age, where the conditions were locally such as to permit an interpretation on uniformistic lines.

v. ECKERMANN's query as to the derivation of the first or oldest sedimentary material of the globe can provoke no more than vaguely speculative answers, because so far such material is unknown. It can hardly have been derived from purely basic material, but on this point geology connects with astro-physics and astro-chemistry in an undeveloped borderland science of which the task would be the investigation of the first consolidations and chemical constitution of the crustal parts of celestial bodies. In every case the known Pre-Cambrian formations of Fennoscandia are so widely separated in time from the unknown »beginnings» — the Jotnian in particular being by far nearer to our own time than to the »beginnings» — that no anxiety about the derivation of their material need be felt. Sediments were always at hand as far back as geology can penetrate in time. The uniformistic principle of geological philosophy and research may be freely extended backwards to those remote times in every case where the familiar geological processes, *e. g.* weathering, transportation, vulcanism, tectonics, mountain building, are concerned. And, conversely, it may be carried forward to more recent times where the less familiar »granitisation» and allied processes are concerned.

v. ECKERMANN calculates the composition of the material that must be added to the Jotnian sandstones in order to transform them into Rapakivi granite, and he naturally finds that it consists mainly of alkalis and alumina (*e. g.* under A in the adjoining Table). He considers that the creation of Rapakivi granite through the action of such fluids »must be considered extremely unlikely, to say the least», and adds »The chemical relation of the Jotnian sediments to the rapakivi-granites, consequently, is opposed to every granitization-theory» (1, p. 514). This statement cannot be allowed to pass unchallenged, as, besides the present Writer, several authors, including HOLMES,

REYNOLDS, and WEGMANN, have already independently found evidence that the fluids or emanations required for »granitisation» have precisely the peculiar type of composition which v. ECKERMANN regards as »extremely unlikely» (see the adjoining Table). The apparent strangeness or unfamiliarity of a discovery, or of a theory based thereon, can never be regarded as evidence against its truth or validity. As well might one of the ways in which water is formed be denied because of the inherent improbability — to the unscientific mind — that two gases should combine to form a liquid. The phenomena of »granitisation» are, indeed, no less puzzling than v. ECKERMANN finds them, but his calculations, so far from casting doubt on the Writer's interpretation, merely prove that the latter is entirely consistent with the results of detailed research elsewhere.

The Rapakivi-making emanations are characterised by an exceptional richness in fluorine, which is manifested in the extraordinarily high fluorite content of the Rapakivi rocks and also, to a less extent, in the somewhat similar, older molasse granites of the same geotectonic province. v. ECKERMANN asks for a further elucidation of the »magic» supply of potassic fluorine solutions in the emanations. The presence of abundant fluorine within the Rapakivi granites has always been a puzzle and has by no means been solved by any orthodox »magmatic» theory. The same puzzle is, in fact, presented in a still more spectacular way by the occurrence in certain localities (e. g. Gislöv, Gladsax in the sedimentaries of Scania; the North Pennine field of Northern England, a. o.), of abundant fluorite deposits which completely lack any apparent igneous source. The geochemical fact exists whether it can be explained or not. It clearly needs to be stressed beyond all possibility

	A	B	C	D	E	F	G
Al ₂ O ₃	46.6	50.1	45.0	44.6	35.7	40.7	38.1
FeO (total)	0.1	3.5	5.6	5.3	3.9	3.7	1.6
CaO	4.7	5.1	8.8	11.2	2.7	1.8	4.6
Na ₂ O	26.4	16.2	15.3	9.5	5.0	4.1	3.5
K ₂ O	14.6	15.9	12.5	18.2	27.7	29.6	24.0
H ₂ O+	—	2.4	4.5	3.7	13.6	11.6	17.6
F	7.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

A.—»Granitization-solution», calculated by v. ECKERMANN, necessary for the transformation of quartzitic sediments into Rapakivi granite in the Hamra area (here recalculated to weight percentages for comparison with the other columns) 1, p. 509.

B.—Composition of material introduced into a quartzite xenolith in a hornblende-appinite intrusion, Island of Colonsay, Argyllshire (Scotland), for the development of syenitic rim-material. Calculated from REYNOLDS, 12, p. 394, analyses 3 and 4.

C. and D.—Compositions of material introduced into quartzite xenoliths for the development of felspathic rim-material. REYNOLDS, *Geol. Mag.*, Feb., 1938.

C.—In a vogesite dyke, Ards Peninsula, N. Ireland.

D.—In a granophyric spessartite dyke, Newmains, Dumfriesshire, Scotland.

E, F and G.—Compositions of material introduced into quartzose xenoliths (in the lavas of Bufumbira, Central Africa) which have been partially transformed into glass of obsidian-like composition. HOLMES, 10, pp. 253—256; and *Min. Mag.*, 24, 1936, pp. 408—421.

E.—In murambite (melanocratic leucite-basanite), Kigoma volcano.

F.—In murambite, Kigezi volcano.

G.—In katungite (potash-rich olivine-melilite lava), Katunga volcano.

of misunderstanding that the »granitisation theory» cannot explain all unsolved problems merely by the fact of its promulgation. Actually there remain a good many real problems still to be solved, so that there is no necessity to respond to v. ECKERMANN's attempts to extend the scope and significance of the Writer's original contentions. Similarly, occasional misunderstandings (e. g. 1, pp. 504, 506, 514, 517) and misprints (e. g. 1, p. 509) need not be exploited here.

At the moment, therefore, the Writer cannot consider the possibility of refuting all the objections presented in the criticism now under treatment. The forthcoming paper, referred to above, may to some extent overtake this task. Few of the objections are there left without at least some consideration: *inter alia*, the melting temperature of granites and especially that of the Rapakivi granites. Here begins the great misunderstanding. Experiments conducted by the famous Geophysical Laboratory of Washington have shown that granitic rocks exposed to appropriately high heat treatment of long duration are partially or wholly melted at temperatures 200°—300° C. and even 400° C. below that of their melting-intervals as determined by a rapid rise of temperature. The high melting-interval found under the latter conditions has once more been confirmed by v. ECKERMANN (1, p. 521). The real melting temperatures under geological conditions thus fall far below those of basaltic rocks. The meaning of these experiments is fully applicable to the »granitisation» temperatures here in question, because of the long duration of such processes. BUCHER (5, p. 302) has expressed his reaction to the discovery of the low melting temperature of granite and its significance in the following sentences: ». . . even in complete absence of water the latter [granite] should melt at lower temperature than the former [basalt]. This result destroys the physical bases for Airy's concept of »roots of mountains» and with it all theories based upon it. It renders unnecessary pages of argument in earlier parts of this book. The writer let them stand in full, however, as they serve in their independent way to strengthen the reasoning from known facts, which is the very essence of this book.» This quotation is very significant in view of the critical mind of its author.

v. ECKERMANN asks why, if the genesis of the Rapakivi granites be such as proclaimed by the Writer, there are no Rapakivi granites in the earlier Pre-Cambrian or Archaean of Fennoscandia. There are, in truth, plenty of Rapakivi-like granites, but it is still questionable whether they all belong to the true Rapakivi group. About some of them no decision has yet been reached. The conditions in the geological record are repeated in periodic fashion, according to the uniformistic principle, but they can never be exactly identical in time or space in all the details that govern the genesis of granites. And, as the Writer has shown, the Rapakivi-like granites of the S. E. of Sweden are themselves »granitisation» products of quartzites or sandstones (of flysch facies, cf. 3), which were deposited, cemented and deformed under geological conditions different from those that attended the formation of the Jotnian (molasse facies).

Field observations that the Rapakivi granite in the Ragunda area and on the mainland west of Trysunda Island is roofed by rocks of Archaean age are referred to by v. ECKERMANN (1, pp. 516, 518). From the former area he describes the gradation of the Rapakivi granite to granophyre at the roof contact, while in the latter locality the granite, at its contact with the over-

lying Archaean migmatites, in places exhibits pegmatitic coarsening of grain, the actual contact then being blurred. Further, v. ECKERMANN refers to large xenoliths of Archaean schists, occurring within the Rapakivi granite of Trysunda Island, as being rimmed with pegmatite. The areas of Ragunda and Nordingrå with actual geological field-conditions still unsufficiently known were not specially considered by the Writer, who did not wish to convey the idea that all Rapakivi granites were necessarily and wholly formed from sediments. Some, like certain other granites, may have been formed from the Archaean crystalline rocks (*cf.* 10 a). Far from refuting the »granitisation» theory, the records referred to above may be regarded as confirmatory (*cf.* 12). With reference to the pegmatite developed at the contact between Rapakivi granite and Archaean roofing rocks on the mainland west of Trysunda Island, v. ECKERMANN remarks that »fusion and migration of volatiles towards the more porous schists have resulted in the slightly pegmatitized, blurred contact». It would be interesting, in view of v. ECKERMANN's amazement at the composition of the »mystic» granitisation-fluid, to have comparative analytical data bearing on the composition of these volatiles.

As to the »alkali-lime index» of PEACOCK (1, p. 507), it may be a relief to know that acceptance of a »granitisation» theory does not imply that all the different diagrams and graphs applied elsewhere in petrology become worthless; on the contrary, when the calculations have been appropriate, the diagrams contribute valuable data which serve to reveal many inter-relationships in the »granitisation» process. The »granitisation» theory does not mean a general breakdown of all the hard-won gains of scientific value so far obtained. The theory is largely concerned with enquiries about the supreme space question, with special reference to the emplacement of big granitic bodies at various crustal levels, where the requisite space is lacking to begin with and obviously difficult to obtain. This is particularly noticeable in regions of orogenic compression where there is no evidence of proportionate magmatic heaving (*cf.* the forthcoming paper).

Some general remarks remain to be added. Usually a gigantic magma chamber is visualised, situated beneath a mountain chain, or elsewhere in the crust, whence volcanic action of some duration extends towards and over the neighbouring surface. On this assumption — apart from possibilities of local differentiation in high-level intrusions of magma — it would be in this deep-seated magma chamber that all the manifold differentiations which gave birth to the different magmatic rocks in the upper parts of the crust would be accomplished. Now all seismological investigations have consistently failed to reveal the slightest hint of any evidence for the existence of such basins of liquid within the earth's crust. Again and again they have confirmed that there is only solid matter to be reckoned with within the crust down to depths of some tens of kilometers (*cf.* 11). One could ventilate the possibility that the present time, regarded as an anorogenic phase, following upon the world-wide Alpine deformation, and thereby exemplifying a *malasse* time of mountain downbreak, has to do only with a declining vulcanicity, the latter being only a feeble remnant of a more extensive one, all the larger magma basins having been already exhausted, squeezed out, or consolidated. Whether or not big chambers of liquid »magma» ever existed in the upper reaches of the crust, neither gravity nor seismological investigations have been able to detect them at the present time. All we can say is

that such cauldrons may have existed, perhaps in earlier orogenic times. If the uniformistic and evolutionary viewpoints are to be applied at all in geology, then present day conditions, since they correspond to (early?) molasse ones, may be compared with the molasse conditions of former orogenic cycles. Our direct knowledge of the deeper mechanics of the earth's evolution of today is obscured by undenuded coverings of surface rocks. Much more revealing denudation is likely to have taken place over and into the corresponding structures of the molasse phases of earlier cycles. In such places substantial evidence is to be expected. For this reason the Writer directed his attention to the molasse times of former ages, and especially to Jotnian times, where the results of the deeper mechanics of «magmatic action» are to some extent preserved. Obviously, the Jotnian «magmatic» rocks could not have differentiated in situ. Two alternatives remain to be considered: either 1) they have been differentiated in a great peripheral chamber peculiar to that time; or 2) they have ascended from far below, from the «solid magmas» (v. ECKERMANN, 6, p. 571) of the heavier substratum or from its neighbourhood, brought into a state of solution, and activated so as to rise upwards, by localised release of pressure. The first alternative, which because it does not push the differentiation events down to mystic unknown depths, may seem to be the easier and more convenient one to apply, is inconsistent with the present-day experience that no liquid reservoir has been found in the earth's crust. Furthermore, as the Rapakivis are to be reckoned amongst the greatest of the homogeneous granites of Fennoscandia, the assumed differentiation must have produced extraordinary quantities of «acid» end-products. If this were so, then the complementary basic material derived from the «primary magma» would be even more enormous in its bulk. Yet, despite a considerable amount of erosion, this basic pole, if it exists, is still hidden beneath the surface. The second alternative — to which v. ECKERMANN seems to adhere (6, *loc. cit.*) — may be concerned either a) with a primary gravitative stratification of the «primordial mother-magma», inherited from pre-geological (i. e. astro-physical and astro-chemical) times; or b) with a secondary rearrangement of liquified «magma» left after the immediately preceding orogenic revolution. How such a rearrangement might have been effected remains unknown and is in any case of no interest in the present discussion. It may incidentally be pointed out that in either case the postulated release of pressure, acting down to the solid basic (basaltic) magma (beneath a solid «granitic magma»?) would, if it generated any appreciable amount of liquid magma at all, certainly produce highly unstable conditions and corresponding effects which are not matched by the orderly intrusions and extrusions of alternating basicity, such as are actually found. Moreover, it would seem to be inevitable that the «magmas», originally separated, but now severely disturbed in their order and physical environment by the ascent towards the surface, should differentiate yet again at higher levels. Above all, the space problem remains unsolved.

When one is accustomed to think always in terms of «primary magmas» of deep-seated origin, one is constantly tempted to underestimate the importance and significance of unexplained and inconvenient facts. v. ECKERMANN has once more, however, — with his customary generosity — contributed new facts, thereby adding to our knowledge of one of the most interesting

stages of Fennoscandian evolution. These the Writer is the first to acknowledge with gratitude. He cannot conclude, however, without once again quoting from GEIKIE (9, p. 472): »... geology does not generally admit of the mathematical demonstration of its conclusions. They rest upon a balance of probabilities. But this balance is liable to alteration, as facts accumulate or are better understood. Hence what seems to be a well established deduction in one age may be seen to be more or less erroneous in the next.» The facts do accumulate.

The Writer's sincere thanks are due to Professor A. HOLMES of Durham for correcting the style within the typescript.

1. ECKERMANN, H. v.: The Genesis of the Rapakivi Granites. This Journ. 59 (1937), p. 503—524.
2. BACKLUND, H. G.: Contributions to the Geology of North-East Greenland. Medd. om Grönl. 79 (1930), p. 209—295.
3. —, Der »Magmaaufstieg» in Faltengebirgen. Extrait des Comptes Rendus d. l. Société Géol. de Finlande No IX. 1936.
4. —, Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. Geol. Inst. of Upsala 27. 1937.
5. BUCHER, W. H.: The Deformation of the Earth's Crust. Princeton 1933.
6. ECKERMANN, H. v.: The Genesis of the Jotnian Sediments. This Journ. 59 (1937), p. 548—577.
7. —, The Jotnian Formation and the sub-Jotnian Unconformity. Ibid. 59 (1937).
8. —, The Loos-Hamra Region. Ibid. 58 (1936).
9. GEIKIE, ARCH.: The Founders of Geology. 3d Edition. London 1905.
10. HOLMES, A., and H. F. HARWOOD: The Volcanic Area of Bufumbira. Part II. Geol. Survey of Uganda Mem. III. 1936. Uganda 1937.
- 10 a. KROKSTRÖM, T.: On the Association of Granite and Dolerite in Igneous Bodies. Bull. Geol. Inst. Ups. 26 (1937), p. 265—277.
11. LEITH, A., and J. A. SHARPE: Deep-Focus Earthquakes and their Significance. Journ. Geol. 36 (1936), p. 877.
12. REYNOLDS, D. L.: Demonstration in petrogenesis from Kiloran Bay, Colonsay. I. Min. Mag. 24 (1936), p. 367—407.
13. SENG, B.: Die Migmatitfrage und der Mechanismus parakristalliner Prägungen. Geol. Rundschau 27 (1936), p. 471.
14. WEGMANN, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26 (1935), p. 305.

The Rapakivi Facts.

An answer to a reply.

By

H. VON ECKERMANN.

(MS. received Febr. 16th 1938.)

What one toiler in the service of science may regard as a puzzle, the other one considers crystal-clear facts. This seems to be the case in the present controversy between Prof. H. BACKLUND and the writer on the origin of the rapakivi granites. My opponent draws his conclusions from a »regional» store of geological experience, which may far surpass mine, while I dare to claim a profounder insight into the special subject of my last 10 years labour and its field evidence. Possibly, we shall never agree, but science may profit from the new thoughts and facts brought to light.

BACKLUND errs when he believes my »temperamental reaction» to be the outcome of an unpublished lecture of his. Excluding a quotation from my notes at this lecture recording his claim that the Jotnian porphyries are mobilized parts of the sediments, granitized »in situ», my remarks are based solely on BACKLUND's paper »Die Umgrenzung der Svecofenniden», which gives the essentials of his lecture. In this paper we read: »die Rapakiwi- und Rätangranite dürften Granitisationsprodukte der jeweiligen Molasse repräsentieren» (p. 247) and »die Beobachtungen in Loos-Hamra geben eindeutig ihre» (die Granite) »mise-en-place als eine Granitisierung von Sandsteins-ähnlichen, bereits verfestigten Sedimenten der Molasseabfolge an» (p. 249).

I have tried to show that, in the case of the rapakivis and Rätan granite, this granitization-hypothesis meets with such an overwhelming mass of contradictory evidence that its validity must be seriously questioned.

When BACKLUND in his reply directs special attention to the »space problem» and numbers the present writer amongst those who »conveniently ignores» it he reasons from the view-point of regional tectonics, overlooking the non-existence of any such problem in the special case of the rapakivis. The domed Archaean roof overlying the Ragunda as well as the Nordingrå rapakivis furnish ample field-evidence of »effective disturbances» of the surrounding rocks on a scale matching the size of the intrusions. The still more superficial intrusions within the Hamra region have been shown by the present writer to provide their own »space», either by eruption onto the surface or by block-adjustments. These block-movements need not necessarily always be supposed to occur along abyssal fissures, but may be limited to the rocks covering the intrusion, as exemplified by the »plug» of Noppi-rocks, N. W. of Emådalen (Cf my Loos-Hamra map) having been pushed upwards by the ascending diabase-magma. Such partial vertical movements of »roof-blocks» are traceable at other localities, too, within Dalecarlia.

I have previously shown that the visible and calculable volume of basic and intermediary magmas within the Hamra region by far surpass that of the acid ones. If a »space-problem» should exist in the case of the rapakivi, another of still greater magnitude and importance would present itself in the case of the diabase and porphyrite intrusions. When BACKLUND ac-

knowledges the true magmatic genesis of the latter, he also, unwittingly, excludes the rapakivi from the »space-problem». Consequently, one of the key-stones of his defences crumbles.

BACKLUND admits that his granitization-emanations, migrating by a purely hypothetical »special intergranular physico-chemical mechanism», must have a composition varying with that of the material undergoing the »granitization-transformation». He gives no explanation, however, of the geophysical laws which allow the different sediments to order by special delivery from the ascending migmatitization-front their own exclusive transmuting emanation. If BACKLUND broadens his granitization-theory by endowing the sediments with such discriminating ability in choosing a suitable metamorphosing partner, his failure to be impressed by my pointing out the variety of granitizing solutions needed to convert chemically very inhomogeneous sediments into universally homogeneous rapakivi becomes, of course, quite understandable. To my simple mind, however, the results of both our calculations strongly indicate that there must be something greatly wrong with the theory.

Picking out one of my calculated hypothetical granitization-fluids, presented in order to illustrate the above-mentioned variety, BACKLUND compares it with chemical reactions within xenoliths included in magma. The comparison is, of course, completely inadequate; the supposedly regional and vertical, homogeneous transformation of thick sedimental strata being in no way equal to the small-scale radial migration and exchange of molecules or molecular groups between a surrounding magma and an enclosed xenolith. Time and space prevent me from entering into a detailed discussion, but it is easy to show, that if HOLME's and REYNOLD's calculations are correct, the granitization of the Jotnian sediments into rapakivi could not have occurred by the same process, even if the »emanation» should in one single case of the many prove similar.

I am quite content with BACKLUND's stressing of the inability of the granitization theory to explain the fluorine of the rapakivis, while a supposedly magmatic origin, on the other hand, supplies quite reasonable explanations. I challenge, however, his ready acceptance of the melting intervals of the granites — as determined by the Geophysical Laboratory — being an evidence of generally lower melting-temperatures of the granitic magmas as compared with those of the basaltic magmas. As long as no comparative experimental series of both granite and basalt have been carried out under uniform conditions and at varying volatile percentages, nothing can be definitely said on the subject. The melting intervals of a dry granitic magma, such as the rapakivi, and a wet basic magma, such as some of the Jotnian diabases and gabbros, may be the reverse of a wet acid and a dry basic one.

I will not enter into any discussion of BACKLUND's claim to have shown rapakivi-like granites of S. E. Sweden to be granitized sediments, although I doubt its validity, as I have not visited the region in question, but on the other hand, I was astonished to find that his clear-cut statement of the sedimentary genesis of the rapakivis, quoted above, should *not* be meant »to convey the idea, that all rapakivi granites were necessarily and wholly formed from sediments». If this be the case, a deplorable error caused by the omission of some words must have occurred in printing.

In order to circumvent the nasty field-evidence of Ragunda and Nordingrä, BACKLUND now launches the suggestion of a granitization of Archaean crystalline rocks, too, into rapakivi. As I have made a fairly intimate field-study of the Archaean surrounding those two rapakivi-areas, it will be a pleasure to subject the suggestion to a chemical and petrological study as well. Until this is completed, I propose to reserve my opinion, at the same time postponing the publication of some data, called for by BACKLUND, on the slightly pegmatitized contacts at Nordingrä, which data are already in my possession but which may gain in value by comparison with the coming data on Ragunda.

BACKLUND finishes his »reply» by questioning the validity of my conception of the differentiation and the mode of intrusion and extrusion of the Jotnian magmas. When he speaks of the »extraordinary quantities» of supposedly acid end-differentiates constituting the rapakivis, and of their »even more enormous bulk of complementary basic material», still unknown and unexposed »despite a considerable amount of erosion», he completely overlooks the high intrusion-level of the rapakivis as well as their sheet-like configuration. When explaining the rapakivis as granitization-products of the bottom portions of sediments, lying horizontally at the present erosion level and practically undisturbed by tectonic movement, he, himself, makes use of these two facts, well established by WAHL's investigations in Finland and the writers in Sweden. Why should they not be acceptable in the case of an eruptive rapakivi, especially as the areal extension is deceptive? If the erosion-level would today have been at the top of the diabase-sheets, would the latter not also have appeared to occur in »extraordinary quantities?»

BACKLUND's call for the missing »basic» pole is also superfluous. The »pole» is there, in the shape of the Jotnian diabases of doleritic composition, in quantities matching those of the rapakivi. The well established superheat of the diabase at the time of intrusion speaks of a rising from great depths and suggests their being the basaltic sub-stratum of those days. Still »the effects of highly unstable conditions», called for by BACKLUND, only are realized to a moderate degree. Why should the intermediary and acid magmas, rising from lesser depths, be expected to display a comparatively greater instability? The main answer to this problem is given by the generally dry character of the Jotnian magmas as will be discussed at some length in my coming paper on the evolution of those magmas and their »high-level-differentiates», which latter are by no means as rare as BACKLUND seems to believe.

As long as BACKLUND is unable to give any explanation from his granitization view-point, either of the chilled margins and magmatic textures of the acid Jotnian magmas, or of the mechanics whereby granitized sediments were made to alternate horizontally with basic eruptives and unmetamorphosed sediments, or of the bulk of field-evidence presented in my last paper, I am afraid I can not take his camouflaged rapakivi-sediments seriously. But difference in opinion is always refreshing and stimulating, and he may rest assured that the present writer will not tire in his endeavours to accumulate new facts. BACKLUND's appreciation of facts makes me still entertain a faint hope of ultimately converting my esteemed opponent to the right magmatic faith!

Mötet den 13 januari 1938.

Närvarande 67 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, meddelade, att sedan föregående möte Föreningens ledamot, förre direktören vid Grängesbergs Gemensamma Förvaltning, NILS HEDBERG avlidit samt föredrog följande minnesord.

NILS RAGNAR HEDBERG föddes i Stockholm den 12 oktober 1871, genomgick Tekniska Högskolan och Bergshögskolan 1890—1894 och var sedan ett par år anställd som extra ordinarie tjänsteman i Kommerskollegium. Under elevtiden vid Bergshögskolan deltog han 1893 i karteringsarbetena för den genom W. PETERSSON utgivna »Geologisk Atlas över Norbergs Bergslag». År 1896 blev han gruvmätare och kemist vid Grängesberg, företog 1898—1899 studieresor till Siam, där han utförde en serie malmundersökningar, samt till Kina, Japan, Canada och Förenta Staterna, varefter han återvände till Grängesberg som gruvingenjör och direktörsassistent. Vid Internationella Geologkongressen i Stockholm 1910 var han sekreterare i sektionen för praktisk geologi. Från 1915 till 1 januari 1937 var han direktör för Grängesbergs Gemensamma Förvaltning och till denna anslutna företag. Han avled i sitt hem i Österskär den 6 december 1937 efter ett halvårs sjukdom. HEDBERG var en högt uppskattad man icke blott som industriledare för det företag, som han ägnat största delen av sitt livsverk, utan hans krafter och intresse togos även i anspråk för en mängd andra uppdrag. Han var ledamot av Geologiska Föreningen sedan 1894, och hans intresse för geologien har tagit sig uttryck bl. a. i ett flertal uppsatser, av vilka må nämnas en beskrivning över Grängesbergs gruvfält ur praktisk synpunkt¹ med bl. a. en utmålskarta i skalan 1: 8 000, som av H. E. JOHANSSON användes som underlag till hans 1910 utgivna geologiska karta² samt en om Gruvbrytningens utveckling inom geologiska kartbladet Grängesberg, publicerad i beskrivningen till nämnda kartblad. Många geologer ha vid sina arbeten i Bergslagen åtnjutit HEDBERGS välvilliga bistånd med råd och dåd och ihågkomma med tacksamhet hans vänsälla väsen. Frid över hans minne.

¹ The Grängesberg Iron Mines in 1898. Falun 1898.

² Taf. 12 i: HARALD JOHANSSON, Die eisenerzführende Formation in der Gegend von Grängesberg. G. F. F. Bd 32. 1910.

Till ledamot i Föreningen hade Styrelsen invalt Dr. FRITZ BROTZEN, Stockholm, föreslagen av hr SANDEGREN.

Hr F. BROTZEN höll ett av karta, profiler, ljusbilder och stuffer belyst föredrag om: *Der postkimmerische Bau des südlichsten Schwedens*. En uppsats i ämnet återfinnes på annat ställe i detta häfte av Förhandlingarna.

Hr J. EKLUND höll ett av kartor och ljusbilder belyst föredrag om: *Huvuddragen av Skånes och Östersjöns tektonik*. En uppsats i ämnet kommer att inflyta i Sveriges Geologiska Undersöknings årsbok.

Med anledning av de båda föredragen yttrade sig hrr BACKLUND, ORTON, DE GEER, TROEDSSON och EKLUND.

Vid mötet utdelades N:o 411 av Förhandlingarna.

Mötet den 10 februari 1938.

Närvarande 62 personer.

Mötet hade anordnats tillsammans med Svenska Geofysiska Föreningen.

Ordföranden, hr SANDEGREN, hälsade aftenens gäst, professor G. KIRSCH från Wien, välkommen.

Hr KIRSCH höll ett av ljusbilder belyst föredrag om: *Die Rolle der radioaktiven Stoffe in der Erdgeschichte*.

Lord KELVIN var der erste, der das Alter der Erde als eines sich stetig abkühlenden Körpers berechnete. Diese Betrachtung gibt mit den heutigen Daten 22 Millionen Jahre. Der offenbare Widerspruch, in dem diese Kurze Zeit mit der Fülle des Geschehens in der Erdgeschichte steht, hatte, wie wir heute wissen, seine Ursache in der Unvollständigkeit der physikalischen Erfahrung. Nach Entdeckung der allgemeinen Verbreitung der Radioaktivität in den Gesteinen durch Lord RAYLEIGH nahm man zunächst an, dass nur eine wenige km dicke Schicht an der Oberfläche wesentlich Radioaktivität enthalte. Erst J. JOLY erkannte, dass diese Annahme unstatthaft sei, und zog die Folgerung, dass das Erdinnere schmelzen müsse, sowie dass es

einen Mechanismus geben müsse, der zur Wiedererstarrung führe, denn heute ist die Erde ja bis in grosse Tiefen fest.

Eine systematische Betrachtung lehrt, dass Mantel und Zwischenschicht im Wesentlichen beide als Silikatphase anzusprechen sind, und dass ihre Radioaktivität am wahrscheinlichsten gerade so gross ist, dass es in solchen Zeitabständen zur Bildung flüssiger Zonen kommt, wie sie zur Erklärung der Steigerungen geologischen Geschehens passen. Der Mechanismus der Wiederverfestigung tritt zwingend ein und es entstehen auch in der Tiefe, bei höchsten Drucken wirklich leichtflüssige Phasen, wie sich aus BRIDGMANS Untersuchungen ableiten lässt.

Die so zeitweise recht grosse, stossweise Wärmeabgabe muss zu einer Erwärmung des Ozeans führen, die zum erstenmale eine zureichende Erklärung der Eiszeitalter überhaupt durch die in höheren Breiten konzentrierte Vermehrung der Niederschläge liefert. Die Oberflächentemperatur des Weltmeeres ergibt sich bis in die Umgebung des Poles hinauf zu ca 14° C, die Temperatur im Inneren der ozeanischen Stratosphäre ergibt sich nicht viel höher.

Ausserdem hat der Wärmestrom, ausschliesslich die Ozeanareale passierend auch wesentliche dynamische Folgen durch die entstehenden Strömungen (unter den praktisch wärmeundurchlässigen Kontinenten aufsteigend, unter den Ozeanarealen absteigend); und zwar erweisen sich die Reibungskräfte als vollkommen zurücktretend gegenüber den Trägheitskräften, den Reaktionsdrucken, die nach ihrer Grösse zur Aufrichtung von Hochgebirgen gerade geeignet erscheinen. Der von seiten des ausgedehnteren Strömungssystems ausgeübte, grössere Druck verschiebt die Kontinente in Übereinstimmung mit der Erfahrung mit der randlich angebauten Orogenzone voraus.

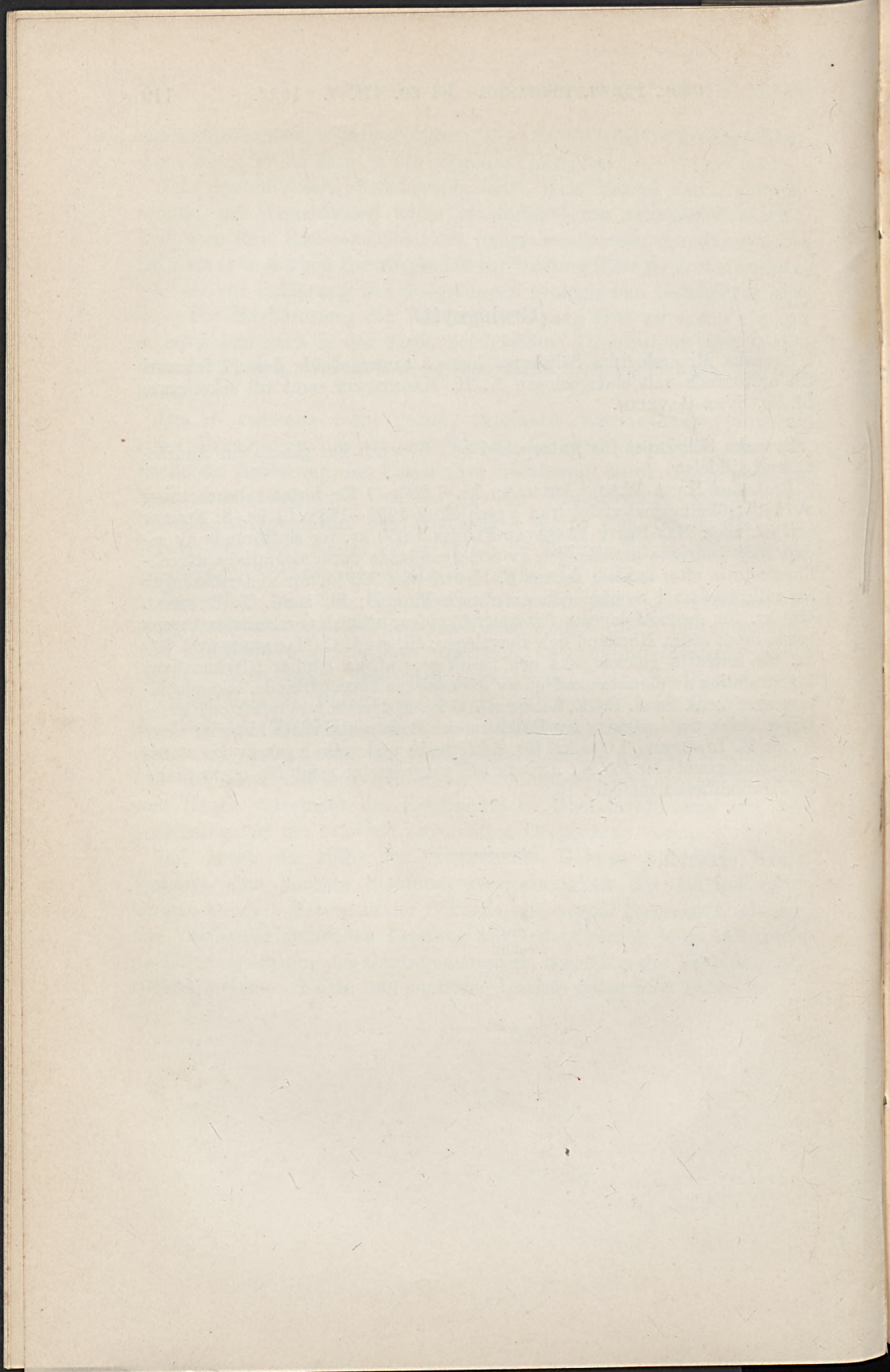
Die durch die Höhe der existierenden Gebirge geforderte Kraft verlangt eine höchste Strömungsgeschwindigkeit des Magmas von einigen hundert Metern in der Sekunde, die sowohl theoretisch aus der zur Verfügung stehenden Leistung abgeleitet werden kann, als auch nach der Gestaltung des Ozeanbodenreliefs, besonders der Verbindungsrücken zwischen Küste und zentraler Untiefe geherrscht haben muss.

Geolognytt.

Svenska Mineralogiska Sällskapet har på sammanträde den 17 februari till ordförande valt statsgeologen N. H. MAGNUSSON samt till sekreterare fil. lic. SVEN GAVELIN.

Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi har genom sin Andrée-nämnd tilldelat

Professor HANS W:SON AHLMANN kr. 1 200: — för fortsatt bearbetning av undersökningsmaterialet från Vatnajökull 1936—1938; fil. lic. S. FLORIN och fil. mag. MAJ-BRITT FJÆSTAD-FLOREN 1 850 kr. för slutförande av sedan 1932 bedrivna utredningen av Södermanlands naturgeografiska utvecklingshistoria efter istiden; docent F. HJULSTRÖM 900 kr. för undersökningar av rullstensåsar i Sverige och eventuellt Finland; fil. kand. E. LAURELL 450 kr. för geomorfologiska fältundersökningar utmed norrlandsterrängens gräns inom södra Norrland och Bergslagen; fil. stud. C. MANNERFELT 1 700 kr. för fortsatta glaciologiska och fysisk-geografiska studier i Sylmassivet för utredning av de sista skedena av inlandsisens bortsmältande, lokalglaciation m. m.; fil. kand. C. G. WENNER 700 kr. för fysisk-geografisk och kvartergeologisk undersökning av Dalälven och dess postglaciala historia; samt fil. dr E. LINDBERG 1 000 kr. för jämförande undersökningar av konstantbestämningsmetoder för K. ÅNGSTRÖMS pyrgeometer samt för utarbetande av en modifierad metod.



GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 60.

HÄFT. 2.

N:o 413

On the Mineral Associations of the Boliden Ore.

By

OLOF H. ÖDMAN.

(MS. received Jan. 19th, 1938.)

CONTENTS.

Introduction	121
Wall Rocks and their Alteration	123
Ore Bodies	127
Stages of Ore Deposition	128
The Arsenopyrite Ore	128
Wall Rock Contacts	128
Composition and Structure	128
Concentrations of Apatite and Rutile	131
Veins in Connection with the Arsenopyrite Ore	133
Lamprophyre and Quartz-tourmaline Veins	133
The Lamprophyre	133
Relations of the Lamprophyric Dykes to the Ore Bodies	136
Quartz-tourmaline Veins	137
Sulphide Ores in Connection with Quartz-tourmaline Veins	139
Pyrite Ore	141
Composition and Structure	141
Wall Rock Contacts	142
Relations to the Arsenopyrite Ore	143
Apophyllite Veins	143
Conclusions	143
Acknowledgments	146

Introduction.¹

The Boliden Mine is situated in the S. E. portion of the recently developed Skellefte Mining District in the province of Västerbotten in North Sweden. An outline of the history of the discovery and development of the deposit has recently been published by Dr A. HÖGBOM in his paper on the geology of the Skellefte District.² In the paper he also describes the general geology of the deposit and the surrounding area. A more

¹ The paper is chiefly an excerpt from a lecture given at the meeting of the Swedish Mineralogical Society at Stockholm on November 2nd, 1937.

² HÖGBOM, A., Skelleftefältet, Geolog. Survey of Sweden, Ser. C, No. 389, 1937 (with English summary).

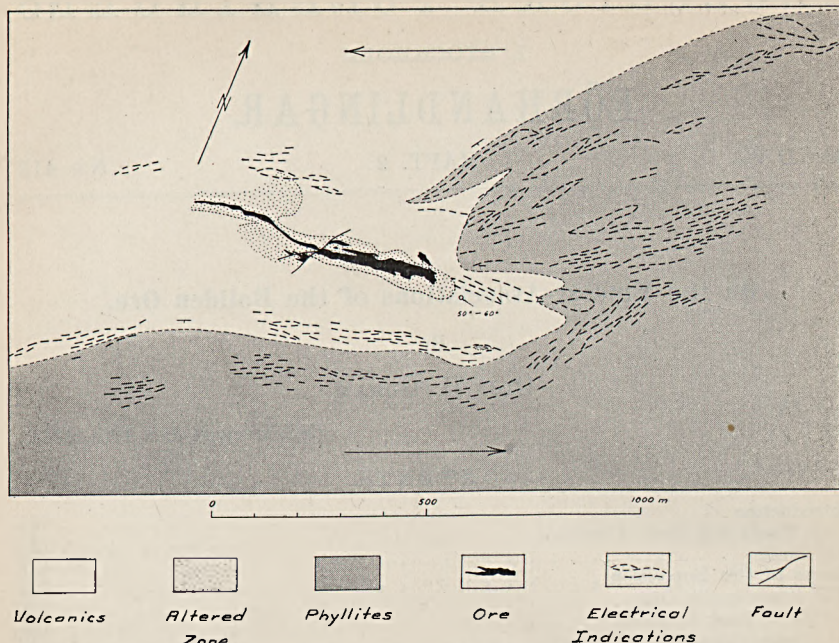


Fig. 1. Position of the Boliden deposit in the drag fold. The arrows indicate the main direction of shear.

detailed description of the ores and their wall rocks has, however, heretofore not been published. In the present paper the author intends to give a short account of some of the more outstanding features of the deposit.

The rocks in the area surrounding the deposit belong to the oldest pre-Cambrian volcanic formation and are composed of lavas of mainly acid and intermediate composition with intercalated agglomerates and tuffs. The pyroclastics seem to appear particularly in the mineralised zone. Immediately south of the deposit a younger series of black graphitic or gray phyllites follows conformably on top of the volcanics.

The general direction of strike is E.-W. In the western part of the deposit it turns somewhat to the W. S. W. On the upper levels the dip is 70–80° to the south. On the deeper levels, between 170 and 210 m level, on the other hand, the schistosity stands vertical and then turns to a northerly dip of about 70–80°. The wall rocks have in places a rather marked linear structure, pitching 50–60° to the east.

The structure of the rocks surrounding the deposit is of special interest, as it evidently played an important role in the deposition of the ore. Fig. 1 shows the position of the ore bodies in an anticlinal fold in

the lavas and phyllites (the figure has been published by A. HÖGBOM in the above paper as Fig. 32; minor details were added by the present author). This structural feature could not be followed in the field, because of lack of exposures, but has been compiled from electrical indications in the graphitic, electrically conducting phyllites, drill holes and observations underground. The structure is considered to be a drag fold, caused by a shearing in E.-W. Judging by the irregular indications in the eastern part of the anticline, the drag fold is not uniform but rather distorted and sheared, and small overthrusts seem to have taken place in the plastic phyllites. In the more brittle volcanics the shearing resulted in a strong fissure zone, where the ascending solutions found an easy channelway. Particularly the pyroclastics seem to have formed a suitable medium for the development of this zone of fissuring.

The direction of shear obviously changed during the long period of ore deposition as indicated by the different positions of the ore bodies in the drag fold and by the direction of certain gash veins on the deeper levels.

Wall Rocks and their Alteration.

The deposit is surrounded by zones of metamorphosed, chiefly sericitised, and strongly sheared volcanic rocks. The extension of the zone of sericitisation is shown in Fig. 1. Outside the sericitic zone the less altered volcanics follow.

Underground in the mine the latter are more seldom encountered, but occasionally quartz-porphyrines and keratophyres have been met with. The keratophyre is the most common rock. It is a rather fine-grained to dense, light gray-coloured rock with small phenocrysts of a clear, albitic plagioclase. The fine-grained groundmass is recrystallized. Furthermore, bedded, quite unaltered tuffs occur in the eastern portion of the mine.

Among the sericitic rocks, forming the immediate wall rocks of the ore bodies, several types have been distinguished, and the detailed underground mapping in scale 1:200 allows the different types to be followed with great accuracy. Their distribution on the surface is shown in Fig. 2.

The most common type is a quartzose sericite-schist, yellowish gray in colour and with a rather well developed schistosity. Quartz is the most prominent constituent, sometimes amounting to 75 % of weight of the rock. Richest in quartz is a distinctly quartz-porphyritic sericite-schist. The sericite comes next in importance among the constituents, occurring in thin, scaly bands along which the rock easily splits up in sometimes large slabs. Chlorite is in one type a characteris-

tic mineral, giving the rock a greenish colour. Other constituents of more accessory nature are *andalusite* in sometimes large crystals, *apatite* and *rutile* in small grains and *tourmaline* which locally occurs in fine-grained, grayish green masses. In the pyritic sericite-schist, *pyrite* occurs abundantly in thin streaks. This rock often forms a transition zone to the unaltered volcanic rocks outside the sericite zone.

Primary feldspars are never met with in the true sericitic schists and have evidently been completely altered. Only in the pyritic sericite-schist, towards the margins of the alteration zone, indistinct remnants of a rather basic *plagioclase* are seen. The basic plagioclase is here and particularly in the immediately adjoining volcanics a typical mineral, in spite of the acid nature of the fresh rock. It seems probable that the abnormally high An-content is due to the action of calcic solutions, originating from calcic minerals in the volcanics of the alteration zone during the sericitisation.

The most intense sericitisation is shown by a *sericite-rock*, composed of very fine-grained *sericite* with only a small amount of *apatite* and *rutile*. *Quartz* is completely lacking. The rock has a pale greenish gray colour and a well developed cleavage. It particularly occupies large areas along the lower portions of the arsenopyrite lenses. It contains larger or smaller lenses of a rock of unusual composition and also some interesting mineral associations.

The sericite-rock thus carries lenses of an *andalusite-rock*, composed of *andalusite*, *sericite* as groundmass and occasionally *quartz*. The latter is, however, not typical and is present only in some cases. The *andalusite* is often strongly sericitised, the mineral being attacked along edges and cracks. Coarse *sericite* also forms »schlieren» in the *andalusite-rock*.

A *kaolinitic* mineral is occasionally found as a more unusual decomposition product of the *andalusite*. Sometimes also *corundum*, *rutile*, *tourmaline* and a *bismuth-telluride* are met with. In small amounts there is also seen a mineral which in the microscope has been identified as *diaspore*.

In the typical *andalusite-rock* the *andalusite* occurs as hypidiorhombic to idiomorphic, colourless grains, up to 0.5—1.0 cm long. When fresh the rock has a gray colour which in a more advanced stage of sericitisation changes to yellowish gray. The *corundum* is found in conjunction with the sericitisation and occurs as small, generally shapeless grains in the *andalusite* or as pseudomorphs after this mineral.

The formation of the sericitic and andalusitic rocks is the result of considerable chemical activity, caused by rising hydrothermal solutions

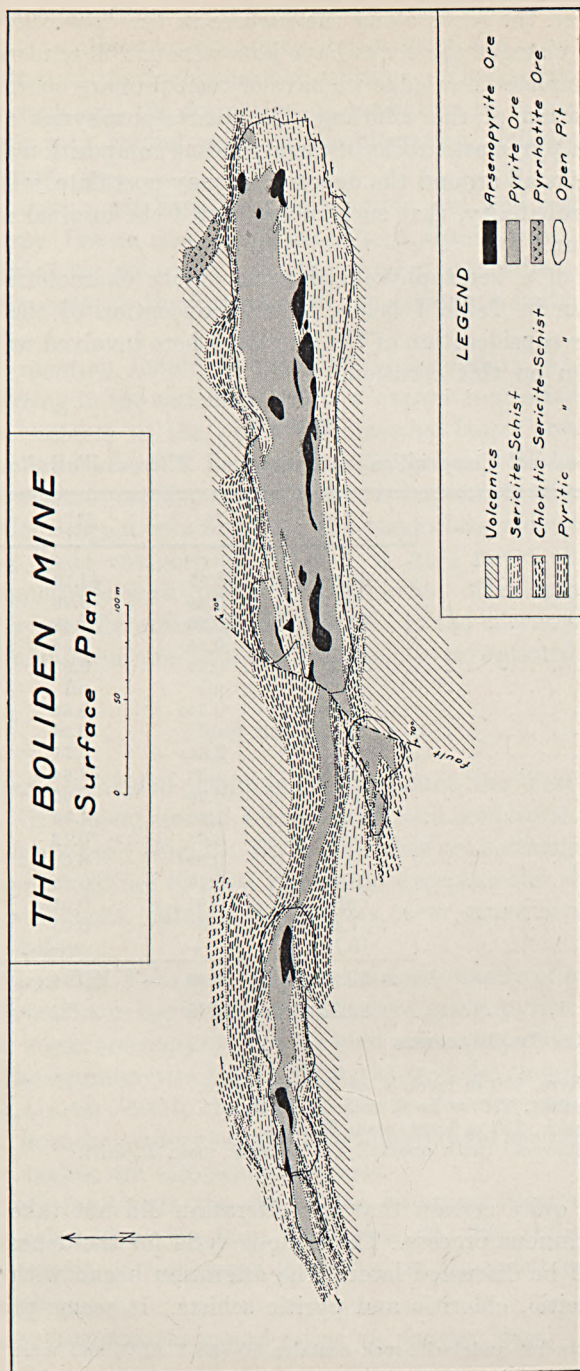


Fig. 2. Surface plan of the Boliden deposit.

which entered the rocks along the fissures in the drag fold. A discussion of the changes the rocks have gone through is rendered difficult by the incomplete knowledge we have of their primary composition and the composition of the solutions. As quartz-porphyrines and keratophyres with pyroclastic rocks of corresponding composition are the most common rocks all around the deposit, we may postulate, with a certain degree of probability, that such rocks formed the original material for the alteration.

Analyses of a keratophyre and some of the characteristic, altered rocks, shown in Table I below, give a conception of the alteration. Any further consideration of the questions here involved will, however, not be given on this occasion.

Table I.
Chemical Composition of Fresh and Altered Wall Rocks.

	I	II	III	IV
SiO ₂	66.61	78.95	44.19	68.89
TiO ₂	0.51	0.59	2.20	1.20
Al ₂ O ₃	14.74	13.39	37.68	27.23
Fe ₂ O ₃	0.57	0.25	0.45	0.29
FeO	2.95	0.59	0.03	0.48
MnO	0.07	nil	nil	nil
CaO	4.22	0.25	0.65	0.40
MgO	1.17	nil	0.04	nil
K ₂ O	2.11	2.64	8.71	0.38
Na ₂ O	4.10	1.33	2.04	0.39
H ₂ O ^{-105°}	0.12	0.09	0.05	0.08
H ₂ O ^{+105°}	0.56	1.60	4.00	0.53
F	nil	0.03	0.13	nil
S	0.30	0.01	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.12	0.16	0.20	0.31
As	nil	0.01	0.01	nil
CO ₂	1.47	nil	0.05	—
Cu	0.10	—	—	—
	99.72	99.89	100.46	100.21
Sp. gr.	2,636	2,642	2,792	2,687

Analyst: Miss TH. BERGGREN.

- I. Keratophyre, 250 m level, S. of the ore bodies.
- II. Sericite-schist, 210 m level, main E. drift.
- III. Sericite-rock, 250 m level, main E. drift.
- IV. Andalusite-rock¹ (with quartz), 410 m level, main E. drift.

It seems quite certain that the alteration did not take place as a single, continuous process. The same is valid for the deposition of the ores, as will be discussed later. The alteration began with the formation of sericitic, chloritic and pyritic schists. It seems probable that

¹ The quartz-free andalusite-rock contains 50–55 % Al₂O₃ and more K₂O.

during this first stage of alteration, also the almost monomineralic sericite- and andalusite-rocks were formed, being the result of the most intense action of the hydrothermal solutions. The sericitisation of the andalusite-rock and the formation of corundum in conjunction therewith belong to a second stage of the alteration, definitely separated from the first one.

The solutions must have been very active and well restricted to the rather narrow fissure-zone which acted as a channelway. This defined localization of the solutions with the ensuing intensified action was a contributive cause to the formation of the extreme sericite- and andalusite-rocks.

Finally mention should be made of the secondary plagioclase, often occurring in the sericite-schist in a narrow zone a few meters wide along the contacts to the ore or in somewhat larger areas around the ends of the ore bodies. It is found in conjunction with both the oldest and latest stage of ore deposition, and it is impossible to say at present during which stage it was formed. The plagioclase which has a varying but rather basic composition (30—80 % An¹) forms either compact masses, sometimes with quartz and sulphides, or rounded aggregates built up by roughly radiating individuals. In the microscope they show very irregular structure and the twinning is exceptionally imperfect.

Ore Bodies.

The deposit is divided chiefly in two ore lenses, the West and the East ore body. The latter lies en échelon with and somewhat to the south of the West ore body (Fig. 2). Both ore bodies are lenticular with on the whole smooth outlines in plan, possessing exceptionally sharp contacts with the wall rocks. Minor irregularities occur, some of which will be described below.

As shown in Fig. 2 the two ore bodies consist mainly of massive pyrite in which smaller or larger lenses of massive arsenopyrite are enclosed. On deeper levels arsenopyrite ore is found also as separate bodies in the schists. The arsenopyrite bodies show the well developed pitch of the wall rocks, *i. e.* 50—60° to the east. In the bodies of pyrite ore, however, the pitch is more undecided and in a longitudinal section the outlines of the ore bodies are somewhat irregular.

A post-ore fault cuts the ore bodies, bringing them up in contact with each other along the fault plane (Fig. 2). The throw amounts to about 15 meters on the upper levels but is somewhat smaller on the deeper levels.

¹ All optical determinations carried out on the universal stage.

Stages of Ore Deposition.

The ore has a rather complex composition and the detailed study of the underground geology indicates that its formation did not take place in a single, continuous process. It was found that three types of ore could be distinguished, different with regard to geological appearance and mineralogical composition, and that the three types were formed during three equivalent stages. These three types (or stages) are: 1) arsenopyrite ore, 2) lamprophyre with quartz-tourmaline veins and 3) pyrite ore. The investigation carried out so far also gives good evidence of this order being the order of deposition, so that the formation of the deposit began with the arsenopyrite ore, followed later by the lamprophyre with its accompanying quartz-tourmaline veins and finally ended with the formation of the pyrite ore.

The Arsenopyrite Ore.

Wall Rock Contacts.

The contacts between the arsenopyrite ore and the sericitic wall rocks are generally very sharp, the sericite-schist sometimes being quite devoid of any sulphide disseminations. Remnants of wall rocks in the ore are extremely rare. The schistosity of the sericite-schist smoothly follows the outlines of the ore body. In many places, especially towards the ends of the ore bodies, the boundaries are not so well defined and the sericitic rock contains disseminated sulphide and small lenses of arsenopyrite ore.

Composition and Structure.

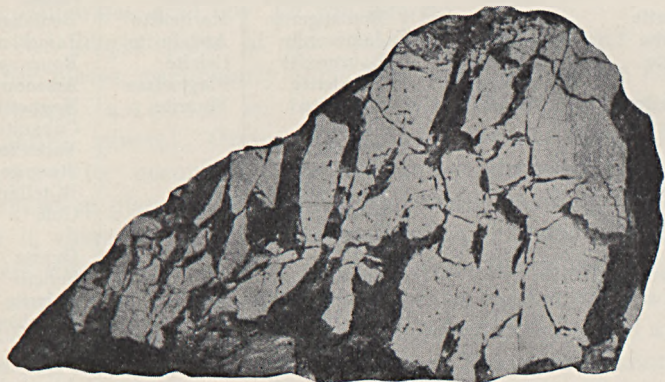
The composition of the arsenopyrite ore varies considerably and several ore and gangue minerals form part thereof. The main component is arsenopyrite, and some types are almost entirely composed of this mineral. The ore is always very fine-grained, the most fine-grained one also being richest in arsenopyrite. This type is quite dense and has the appearance of steel. The size of grain varies from $< 4 \mu$ to about 0.4 mm and is in the ordinary ore on an average 0.01—0.04 mm. The colour of the ore is medium to whitish gray.

The minerals occurring in the arsenopyrite ore are enumerated in Table II on p. 130, the sequence indicating in rough outlines the order of abundance of the minerals. It appears from this list that the common sulphides, next to arsenopyrite, are most abundant, being present practically everywhere in the ordinary ore. Boulangerite,

jamesonite, bournonite and galena are in places abundant but are generally more unusual, though they are almost everywhere present in microscopic quantities. On the whole the deposit is exceptionally rich in lead-antimony minerals.

Among the gangue minerals quartz, rutile and apatite are everywhere present, the two last-mentioned sometimes in large masses. The other gangue minerals are more of an accessory nature.

The arsenopyrite ore is without exception a breccia in which the enumerated minerals occur as the brecciating medium. The ore is



Leica-Photo BGAB.

Fig. 3. Breccia with angular inclusions of arsenopyrite ore (light gray) in quartz (dark gray). Polished surface, $\frac{3}{4}$ of natural size.

full of veinlets of these minerals and the veinlets can be followed as an irregular network throughout the massive arsenopyrite. Sometimes the brecciating minerals predominate and the arsenopyrite ore occurs only as scattered inclusions. Very often one also finds sharp and well defined fissures, filled with the enumerated minerals; these fissures are especially abundant in the fine-grained and dense types. The inclusions of arsenopyrite ore are rounded and corroded by the other minerals but are just as often quite angular with sharply defined edges. Some types of arsenopyrite breccia are presented in Fig. 3 and Plate I: 1--2.

The filling of the veinlets and fissures is usually composed of a mixture of the enumerated minerals but rather common is also an arsenopyrite ore brecciated merely by, for instance, quartz, calcite, chalcopryrite, tetrahedrite or pyrite etc. The textures of the brecciating minerals are sometimes rather complicated. The microscopical study shows an abundance of replacement, and redeposition of, for instance, arsenopyrite. Some of the minerals, it appears, are the result of reactions between earlier crystallized components and a rest solution.

Table II.
Mineral Chart of the Boliden Ore.

I. Arsenopyrite Ore		II. Lamprophyre with Quartz- tourmaline Veins		III. Pyrite Ore
Arsenopyrite	Quartz	Pyrrhotite	Tourmaline	Pyrite
Chalcopyrite	Rutile	Chalcopyrite	Quartz	Pyrrhotite
Pyrrhotite	Apatite	Galena	Rutile	Chalcopyrite
Sphalerite	Sericite	Bismuth	Apatite	Sphalerite
Pyrite	Chlorite	Bismuthinite	Sericite	Galena
Boulangerite	Hornblende	Boulangerite	Marioposite	Boulangerite
Jamesonite	Calcite	Jamesonite	Andalusite	Jamesonite
Bournonite	Titanite	Bournonite	Calcite	Bournonite
Galena	Andalusite	Sphalerite	Plagioclase	Arsenopyrite
Tetrahedrite	Plagioclase	Cobaltite	Fluorite	Magnetite
Cubanite		Cubanite		Cubanite
Valleriite		Valleriite		Valleriite
Cobaltite		Emplektite?		Stannite
Safflorite		Bi-tellurides		Bi-tellurides?
Niccolite		Guanajuatite?		Gold
Gudmundite ¹		Tetrahedrite		
Bismuth		Gold		Quartz
Gold (Electrum)		Silver		Sericite
		Klockmannite		Chlorite
		Pyrrargyrite		Hornblende
		Pyrite		Calcite
		Arsenopyrite		Plagioclase
				Apophyllite
				Apatite
				Tourmaline
				Rutile
				Bitumen

Note: The author wishes to point out that this chart is to be considered only as preliminary; a further study will surely add other minerals. Especially as regards the minerals of the two later stages it must be noted that the determinations are still incomplete and that a number of minerals, not mentioned, are as yet «unknown» to the author. This is particularly the case with several sulphantimonides and sulphbismuthinides — in the paper termed «sulphominerals» for the sake of brevity — and the selenides and tellurides.

RAMDOHR records the presence of löllingite and dyscrasite (Lehrbuch der Erz-mikroskopie II, p. 209 and 259); they have so far not been observed by the author.

The interrogatives indicate that the occurrence of the mineral in question has not been conclusively established.

The most typical feature of the arsenopyrite ore is the occurrence of numerous small pores or «druses», filled with different other minerals. Every section displays a great number of these formations, irregularly distributed throughout the ore. They are at most about 1 mm in diameter but generally considerably smaller and are in shape as a rule rounded or elongated (Plate II: 1 and Plate III: 3). Small pores sometimes accumulate, and a framework of arsenopyrite crystals is

¹ FeSbS. Lit.: GAVELIN, S., Auftreten und Paragenese der Antimonminerale... im Skelleftefælde. Geol. Surv. of Sweden, Ser. C. 404, 1936, and RAMDOHR, P., Erz-mikroskopische Untersuchungen etc., Z. f. Min. A, 1937, p. 203.

formed, as indicated in Plate II: 2 and Plate III: 2. The pores can also accumulate to streaks and veinlets, thus forming a transition to the brecciating veinlets, described above.

In the immediate vicinity of the pores the fine-grained arsenopyrite becomes well idiomorphic and coarser. A garland of beautiful and sharply defined arsenopyrite crystals is then sticking into the interior of the pores, and the space left between the crystals is filled with a number of the enumerated minerals, either in a mixture of several, or singly. One thus finds the pores filled with quartz, apatite, pyrite, »sulphominerals», gold, etc. (cf the figures).

In the deeper parts of the arsenopyrite bodies and occasionally in other places, particularly along the margins or at the ends of the ore bodies, quartz is, together with arsenopyrite, the dominating mineral. Grains of rutile, sericite, chlorite or apatite occur sparingly. The ore is always very fine-grained and shows in places a fine but nonpersistent banding. In the microscope it shows a spongy mass of small, agglomerated arsenopyrite crystals with quartz and the other minerals filling the interstices.

In some cases a dense arsenopyrite ore is banded with apatite. The bands are wavy and discontinuous and often contorted and folded. There are, however, no traces of crushing. The apatite occurs in small prismatic crystals (Plate IV: 2), about 0.08—0.3 mm long. Figure 3 on Plate II shows a typical specimen of this kind of ore. The thin veinlets, brecciating the apatite-arsenopyrite ore, consist of chalcopyrite.

As regards the order of crystallization this question can only be touched upon in the present paper. Arsenopyrite and the largest part of the rutile are the first minerals to crystallize. Apatite is in some cases early and crystallized even before the arsenopyrite, but the main part probably formed later. The main part of the arsenopyrite seems to have been fully crystallized when the deposition of the other ore and gangue minerals began. Among them the »sulphominerals», galena and bismuth were the latest minerals to form.

Concentrations of Apatite and Rutile.

Besides the andalusite-rock the sericite-rock contains two other mineral concentrations which will be briefly mentioned. They both stand in close connection with the arsenopyrite ore, in one case even forming a direct continuation of an arsenopyrite lens.

In this case the arsenopyrite ore is unusually rich in apatite. Towards the end of the ore body the arsenopyrite disappears, giving

way to pyrite with exceptional quantities of g u d m u n d i t e and c o b a l t i t e. Among the gangue minerals quartz and a p a t i t e are predominating. A faint banding of the ore minerals and the gangue is noticeable. Finally the ore minerals and the quartz decrease, leaving lenses to the largest part composed of apatite. They are well defined and showed very sharp contacts to the surrounding sericite-rock. The apatite — an analysis proved it to be fluor-bearing — occurs in grains of varying size (maximum ab. 1 mm), often quite idiomorphic. They are, however, often strongly corroded, chiefly by quartz. Among the other constituents of the apatite-rock we note, besides quartz, pyrite, pyrrhotite, sphalerite, chalcopyrite, »sulphominerals», gold and a brownish mica, generally occurring on fissures and in gash veins with quartz.

The other mineral concentration appears in elongated, cigar-shaped lenses of some meters' length in close connection with and along the keel of some of the arsenopyrite bodies. The lenses have the same pitch to the east as the arsenopyrite body, and show sharp contacts to the enclosing sericite-rock. The fine-grained, brownish violet-coloured material in the lenses is mostly composed of r u t i l e in small clustered grains, besides sometimes c o b a l t i t e in abundance, some quartz and sericite, and occasional grains of a p a t i t e.

On fissures and in irregular lumps in the rutile-rock a silvery, foliated mineral occurred, occasionally in large quantities. It looked quite homogeneous to the naked eye, but polished sections showed that there were at least three different but rather similar minerals present. Chemical analysis indicated the presence of minerals related to the b i s m u t h - t e l l u r i d e s as tellurium and bismuth were the most abundant elements. Besides that also selenium, some sulphur and some lead, antimony, gold and silver were found in varying, but small amounts. Most of the gold and silver seems to occur in the native state (as electrum), sometimes in thick foliae on fissures in the rutile-rock. The chemical test showed only traces of tellurides of those metals.

As regards the bismuth-tellurides, it is impossible at present to state the actual mineral species. The chemical and microscopical investigation carried out so far suggests the presence of three different minerals. The presence of sulphur in one case indicates t e t r a d y m i t e, though on the other hand, the high percentage of selenium does not seem to be in accord herewith. In the other case investigated sulphur is not present, and a mineral of the w h e r l i t e - type is likely to be present. Also here the content of selenium is fairly high. A certain surplus of tellurium and the content of lead and antimony also remain to be accounted for (no ordinary Pb—Sb minerals were seen).

There is also some uncertainty as to the place of the tellurides in the paragenesis. They do not seem to belong to the arsenopyrite stage, as they were never actually seen in the arsenopyrite ore. In the following stage, however, tellurides occur and it is believed that the tellurides in the rutile-rock were deposited subsequent to the formation of the rutile and that they belong to the second stage of ore deposition.

Veins in Connection with the Arsenopyrite Ore.

On some occasions vein-like formations were seen to branch off from the main arsenopyrite body, cutting sharply across the schistosity of the wall rocks. Such veins have sometimes been followed for several meters before they petered out along a small »break» or fissure. The veins are ramifying, swell and thin out repeatedly and are sometimes sending out horizontal, lenticular off-shoots into the walls. As a rule they sharply cut the schistosity of the wall rocks and contain in places sharply defined fragments of the wall rock.

The composition of the veins is very complex and in some cases a dozen different minerals may be counted in a single section. Boulangerite, jamesonite, bournonite, galena, tetrahedrite and bismuth are most abundant, but also chalcopyrite, pyrrhotite, sphalerite, gudmundite and gold are met with. Arsenopyrite occurs only in well defined crystals, corroded by the lead-antimony minerals. Quartz and some occasional films of sericite or chlorite are the only gangue minerals present. The amount of quartz increases at the ends of the veins and also in their upper parts.

The vein material is often rather coarse-grained, boulangerite, jamesonite, bournonite and galena being intimately intergrown in bundles, about 0.5—1.5 cm long. The bundles are sometimes arranged in rows parallel to the walls of the vein.

In one particular case it was observed how the arsenopyrite ore became enriched in brecciating veinlets of »sulphominerals» and galena around the place where the vein branched off from the arsenopyrite body. Within the first meter or so of the vein the coarse-grained mass of »sulphominerals» and galena contained irregular and partly replaced inclusions of arsenopyrite ore. In the continuation of the vein arsenopyrite occurred only in the well-shaped, corroded crystals.

Lamprophyre and Quartz-tourmaline Veins.

The Lamprophyre.

This type of ore, constituting the second chief stage in the formation of the deposit, is represented by lamprophyric dykes, accompanied

by veins or vein-like lenses of mainly quartz and tourmaline. Solid sulphides, mainly pyrrhotite with some chalcopyrite also form part of the ore. The quartz-tourmaline veins and the sulphides constitute the commercial ore. It mainly occurs on the deeper levels of the mine.

The lamprophyric dykes will be considered first. They form typical, intrusive dykes which have been followed 200—300 m continuously underground. Principally they follow the schistosity of the sericite-schists, but quite often they are also seen cutting it. They dip to the north, generally at a smaller angle than the sericite-schists. They are in many cases strongly sheared, but generally not as much as the wall rocks. Generally they are only 2—3 dm wide but exceptionally they attain a width of 1 m. Of some importance is that the dykes are found only within the ore bodies or in their immediate vicinity.

The colour of the dyke-rock is always dark gray or greenish gray, but the composition varies considerably from place to place. The most common type has the appearance of an ordinary chlorite-schist. The microscope shows an irregular mixture of chlorite and quartz with minor quantities of rutile and occasional large scales of a green mica. Already macroscopically pyrite and erratic »phenocrysts» of a faintly bluish quartz are noted. The rock is evidently strongly altered and there are no traces of primary features. This type of the dyke-rock has been analysed, the result being shown in Table III below. Conspicuous features in the chemical composition are the lack of CaO and the small amount of alkalis; noteworthy is also the high percentage of MgO and FeO and the small but not unimportant percentage of chrome.

Table III.

Chemical Composition of Chloritic Lamprophyre.

SiO ₂	56.26	K ₂ O	1.47
TiO ₂	0.54	Na ₂ O	0.43
Al ₂ O ₃	13.84	As	0.03
Cr ₂ O ₃	0.12	S	2.78
Fe ₂ O ₃	0.38	F	0.33
FeO	6.17	CO ₂	nil
Fe ¹	3.11	H ₂ O ^{-105°}	0.09
MnO	0.06	H ₂ O ^{+105°}	3.23
CaO	nil		
MgO	10.71		99.55
Sp. gr.	= 2.72		

Analyst: Miss TH. BERGGREN.

¹ As sulphides.

Sometimes the rock has a rather different mineralogical composition, particularly when the dykes occur in the sulphide ore. Already macroscopically hornblende is discernible in large quantities. Microscopically the mineral predominates in some mm large, almost colourless grains, having the optical properties of tremolitic amphibole. Other constituents are chlorite, calcite, titanite, zircon, and plagioclase. Quartz is present in occasional and insignificant grains.

The plagioclase, of the composition $Ab_{30}An_{70}$, is found in small, intimately twinned grains. It is freshest and most abundant in a thin, brown-coloured zone along the margins of dykes cutting arsenopyrite ore.

The two rocks now described are found to change from one type to the other along the strike of the dyke, sometimes very rapidly within a distance of a few decimeters.

The primary composition of the dyke-rock is difficult to ascertain, as in that respect very few informations are obtainable from the rock in its present state. The plagioclase, providing it is primary, suggests a basic rock, and so do also the high amounts of FeO and MgO and the content of chrome. The amounts of FeO and MgO brought in later during the alteration are, however, impossible to state. The small quartz »phenocrysts», on the other hand, indicate a more acid rock. It is quite possible, however, that they should be interpreted as amygdules rather than phenocrysts. The observations apparently speak in favour of a basic dyke-rock and provisionally the term lamprophyre is used throughout the paper.

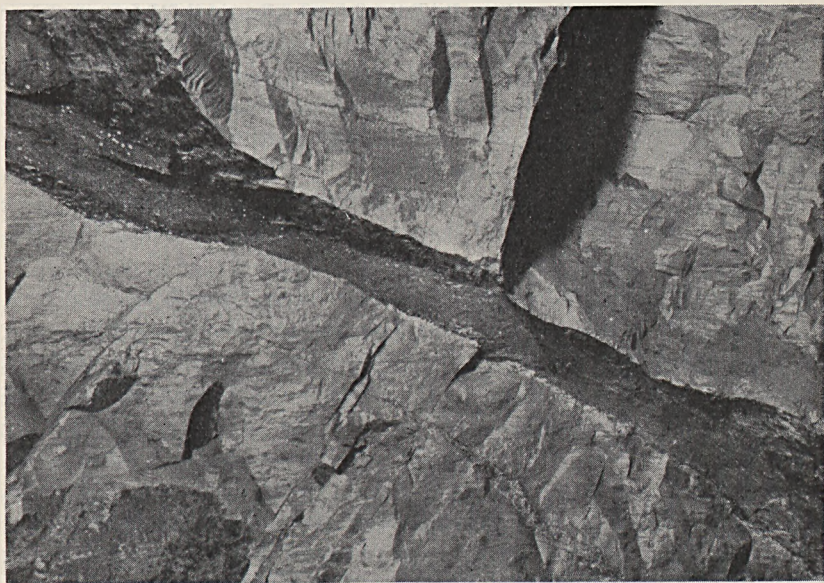
It has occasionally been observed that a lamprophyric dyke is surrounded by narrow zones of a fine-grained, green mica, at the same time as the dyke is beginning to peter out. A continuation of the dyke is then formed by the green mica which can be followed as an independent dyke for several meters. A partial analysis of the green mica gave

8.17 % K_2O , 1.96 % Na_2O and 0.54 % Cr_2O_3 .

The appearance of the mineral and its comparatively low content of chrome makes it rather similar to mariposite, the chromiferous mica found in gold-quartz veins at several localities in North America, and this name is also proposed to the chromiferous mica from Boliden. The green mica in large flakes in the chloritic lamprophyre is evidently also mariposite.

Relations of the Lamprophyric Dykes to the Ore Bodies.

The relations of the lamprophyric dykes to the ore bodies are of special importance, as the division in the three genetic stages is in part founded thereon.



Leica-Photo BGAB.

Fig. 4. Back of stope (250 m level) showing lamprophyric dyke cutting quartz-banded arsenopyrite ore. Width of dyke 15 cm.

On several occasions the dykes have been seen cutting the arsenopyrite ore with sharp and distinct contacts (Fig. 6). In the quartz-banded ore the dykes cut obliquely across the banding (Fig. 4). On one occasion a dyke also cut through a lens of rutile-rock. The observations made so far thus seem to indicate the dykes to be later than the arsenopyrite ore. Another feature speaking in favour of this relation is the less altered state of the dyke-rock when it occurs in the arsenopyrite ore (p. 135). For, if the ore were later, it would certainly not have left the marginal zone of plagioclase in its present, comparatively fresh state. It must be pointed out, however, that on certain occasions a dyke, apparently cutting the arsenopyrite ore, is intercepted for a few centimeters and then continues as before. The interstices are generally filled with »sulphominerals» of the same kind as in the quartz-tourmaline veins (cf. p. 138), but in some rare cases

arsenopyrite ore has been found filling the gaps. The latter circumstance seems in part to contradict the above conclusion.

The lamprophyric dykes are also met with in the pyrite ore, but their appearance here is quite different. They occur in the form of typical inclusions, often impregnated, brecciated and replaced by the surrounding sulphides (Fig. 5 and 6). The outlines of a dyke can generally be followed in the pyrite ore by means of these inclusions, though very

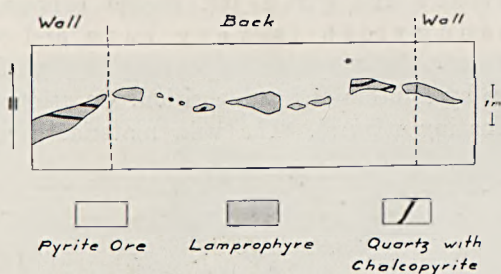


Fig. 5. Section of stope (130 m level) showing appearance of lamprophyric dyke in pyrite ore.

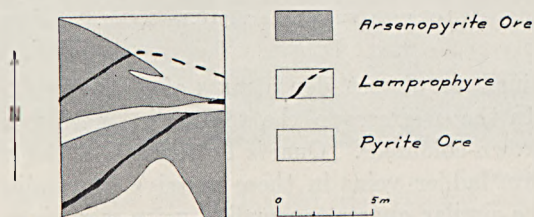


Fig. 6. Back of stope (130 m level) showing appearance of lamprophyric dykes in arsenopyrite ore and pyrite ore.

often large, intervening gaps and the irregular and winding course of the inclusions render it very difficult. The length of the inclusions varies from several meters to only a few centimeters. The conditions unambiguously denote the later formation of the pyrite ore — the third and last stage in the formation of the deposit.

Quartz-tourmaline Veins.

Directly connected with the lamprophyric dykes larger or smaller masses of chiefly quartz and tourmaline occur. Their shape is most variable, gash veins, ladder veins, lenticular veins of sometimes large size and ordinary, continuous veins being met with.

Tension fractures are always present in the lamprophyric dykes, usually occupied by gash veins (Fig. 7) with quartz and occasio-

nally carrying tourmaline, »sulphominerals» etc. These gash veins sometimes widen out at the expense of the lamprophyre, forming large, vein-like bodies, several meters long. Quartz is the chief component, but tourmaline, mariposite, rutile, sericite in large flakes, apatite and some fluorite as coatings are also usually present. Among the ore minerals we note pyrrhotite, boulangierite, jamesonite, bournonite, galena, bismuth and gold (cf. second column in Table II, p. 130). Arsenopyrite is very rare and occurs in such positions only as to be suspected of having been derived from the arsenopyrite ore by solution and redeposition. Occasionally tourmaline is the predominating mineral. The vein material then consists of a

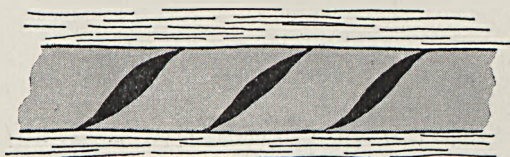


Fig. 7. Schematic section of gash veins (black) in lamprophyric dyke (gray). Length of gash veins generally 0.1—0.5 m.

very fine-grained to almost dense mass of dark green to pale brown tourmaline. In the microscope the tourmaline needles are colourless or slightly brown-coloured¹. Quartz or sericite of the coarse variety sometimes form ladder veins in these massive tourmaline veins.

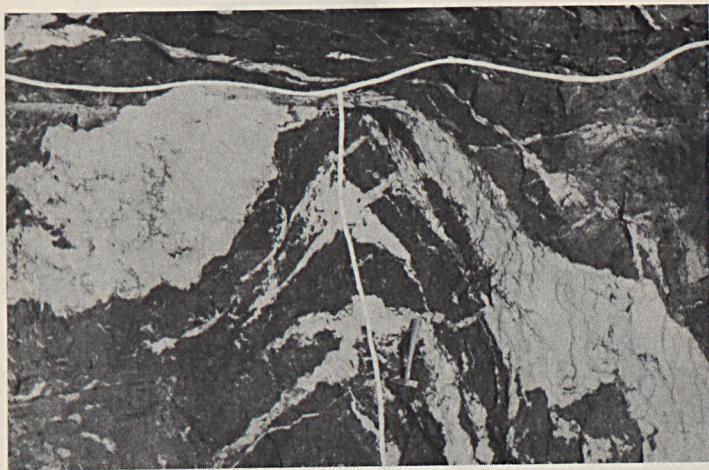
In one stope similar quartz-tourmaline veins were seen cutting lamprophyric dykes, clearly indicating the somewhat later age of the veins.

In the western part of the deposit a large body of massive quartz-tourmaline occurs. It is lens-shaped in plan and has a form suggestive of a pipe. The sericite-schist, forming the walls, smoothly follows the outlines of the somewhat irregular tourmaline body. Its strike is slightly deviating from the normal strike of the schists. The ore body consists mainly of a brownish or greenish tourmaline in small, slender, sometimes radiating needles. Quartz occurs in ladder veins (Fig. 8) or irregular patches in the tourmaline and in thin, vein-like »tails» at the ends of the tourmaline body, highly enriched in »sulphominerals», Bi-tellurides, bismuth, gold and silver.

As regards the mineralogical composition in general practically all the minerals are present which are enumerated in the second column

¹ The veins bear a striking resemblance to some of the tourmaline veins at the Buffalo Ankerite and Hollinger Mines in the Porcupine District, Ontario!

of Table II (p. 130). Pyrrhotite and chalcopyrite are most common in the typical tourmaline ore, but locally «sulpho minerals» of different kinds are predominant. Also bismuth and other bismuth minerals are rather common. The pyrrhotite occurs as small grains intermixed with the other ore minerals or as thin coatings or crystals on fissures. In both cases a supergene origin is excluded as the occurrence is on the deeper levels of the mine and besides oxidation is totally lacking in the deposit. In the microscope the most complicated



Leica-Photo_BGAB.

Fig. 8. Massive tourmaline ore with quartz ladder veins. (The picture is taken in a corner of a stope on the 330 m level; the white lines mark the corner and the contour of the back).

textures are met with among the ore minerals, indicating complex reactions, replacement and probably also unmixing. Tourmaline and rutile are the first minerals to crystallize and the former is later brecciated and replaced by the other minerals. On some occasions plagioclase of basic composition (70—80 % An) was found in the tourmaline mass.

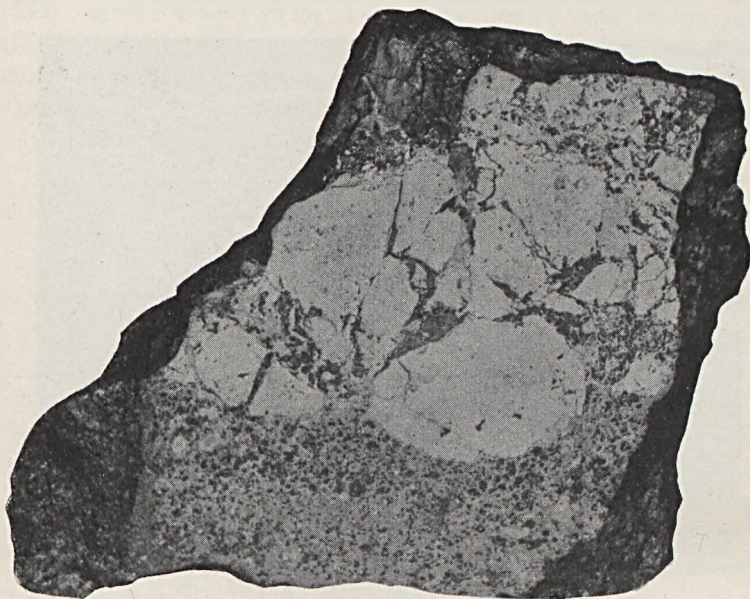
In the upper portions of the tourmaline pipe an overlying body of arsenopyrite ore was encountered. At the contact between the two, the arsenopyrite ore was beautifully brecciated by the tourmaline, clearly indicating the relation of age between the two formations (Plate IV: 1).

Sulphide Ores in Connection with Quartz-tourmaline Veins.

In the upper portions of the above tourmaline body pyrrhotite became more and more predominant and finally occupied the larger

part of the ore body. The ore is composed of solid pyrrhotite with insignificant amounts of the majority of the minerals from column two in Table II. The presence of plagioclase is especially noted. It occurs occasionally in the solid sulphide as clear, hypidiomorphic grains of an albitic composition.

The contact between the pyrrhotite ore and the sericite-schist is very distinct and clean-cut. As a rule the schist does not even contain



Leica-Photo BGAB.

Fig. 9. Arsenopyrite ore brecciated and partly replaced by pyrrhotite with some chalcopryrite and quartz. Polished surface of specimen from contact between arsenopyrite ore and pyrrhotite ore. $\frac{3}{4}$ of natural size.

a trace of sulphides at the contact. It smoothly follows the outlines of the ore body. Occasionally the ore sends out vein- or wedge-shaped formations which sharply cut across the schistosity of the sericite-schist. Replacement along the contacts is exceptional.

The pyrrhotite ore has been seen in contact with arsenopyrite ore on several occasions. The latter is then brecciated in the most delicate manner and exhibits several stages of brecciation, from clean-cut fissures filled with pyrrhotite or chalcopryrite to breccias with widely scattered inclusions of arsenopyrite — often angular and sharp — swimming in the groundmass of pyrrhotite (Fig. 9).

Pyrite Ore.

Composition and Structure.

The pyrite ore is chiefly composed of pyrite, forming a very solid and pure ore in large and continuous bodies (Fig. 2). Partly replaced inclusions of sericite-schist are fairly common in the ore. The difference in that respect between the pyrite ore and the ores of the previous stages is quite marked as the latter very seldom carry any wall rock inclusions.

The pyrite is generally fine-grained, the individual grains sometimes showing crystal boundaries. The interstices between the grains are filled with chalcopyrite, pyrrhotite, occasionally sphalerite and »sulphominerals», quartz or calcite. In the microscope these minerals of the groundmass are seen to replace the pyrite.

A list of the mineral constituents of the pyrite ore is given in the third column of Table II (p. 130). The pyrite ore is the only ore which carries sphalerite in any quantity. Apart from its occurrence in the groundmass, it is also found in separate streaks and bands. Stannite is of rare occurrence and was only seen as small grains in the chalcopyrite of the groundmass. It also occurs in quartz-feldspar veins in connection with the pyrite ore (cf. p. 142). Small grains of magnetite were seen in a few sections. The mineral is evidently very rare; it is never seen in the ores of the two previous stages. Among the gangue minerals quartz is by far the most abundant. Carbonate, presumably calcite, occurs here and there in coarse-grained lumps. Rutile and apatite, typical minerals in the older stages, are here very rare. Tourmaline has been seen as needles in the pyrite ore, but is probably very rare as a primary component. Pieces of massive, fine-grained tourmaline, having the appearance of inclusions, have been seen in a few cases.

The occurrence of plagioclase is of particular interest. On several occasions it has been found in the solid pyrite ore as partly quite fresh and often idiomorphic crystals of a maximum length of 1 cm. It is rather basic and the generally zonary mineral has a composition varying between 45—82 % An.

Coarse quartz-plagioclase veins, sometimes lens-shaped and of irregular appearance, occur at the contacts of the ore in positions as to suggest their branching off from the sulphide ore. The veins follow the schistosity but are also seen cutting it. The plagioclase attains a size of 2—3 cm in length and is quite fresh. It is generally light-gray in colour but greenish varieties have also been seen. The composition varies between 25—35 % An. The plagioclase was the first mineral to

crystallize and was later replaced by quartz, calcite, chalcopyrite, some of the »sulphominerals» and gold. In one case stannite occurred as irregular grains and delicate skeleton crystals in the chalcopyrite. Andalusite and Bi-tellurides were seen on one occasion.

Wall Rock Contacts.

For long distances the contact to the wall rocks is absolutely clean-cut. Disseminations of sulphides may be present but it is far from being a rule, and the wall rocks are quite often devoid of any sulphides.

A typical feature of the contact is the occurrence of cross-cutting, massive sulphide bodies of much variform shape as veins, lenses and wedges. They are always directly attached to the pyrite body. Fig. 10 shows a lenticular type often met with. The lenses are often arranged en échelon and may be followed in the walls of the stopes for many meters. Some are standing vertical as the one in Fig. 10, others are horizontal. They are usually composed of chalcopyrite, though the larger ones may be composed mainly of pyrite with some chalcopyrite

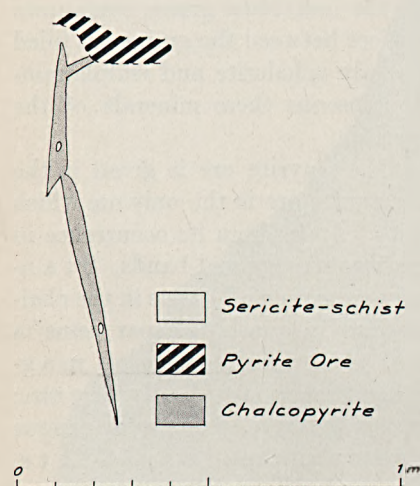


Fig. 10. Fissure in the sericite-schist of the hangingwall (stope on 130 m level), filled with chalcopyrite and directly attached to the pyrite ore body. Note inclusions of sericite-schist. The plane of the figure is parallel to the schistosity.

and pyrrhotite. A beginning concentration of chalcopyrite is generally noticeable already in the main pyrite body in the vicinity of the cross-cutting body. Other constituents are »sulphominerals», gold, clear crystals of oligoclase and some quartz. They often contain inclusions of arsenopyrite ore and sericite-schist; the latter are quite sharp-edged and are free from sulphide disseminations. The contacts between the cross-cutting sulphide bodies and the surrounding sericite-schist are always sharp, and the schist does not contain any sulphides.

Besides contacts of the type mentioned above gradational contacts are also met with and occur comparatively often. The ore displays in such cases an unusually marked parallel structure towards the con-

tacts and contains also strongly pyritised remnants of the wall rocks, clearly indicating the direct replacement by the ore bearing solutions.

Relations to the Arsenopyrite Ore.

The pyrite ore always brecciates the arsenopyrite ore, the resulting structures being very similar to those described in the chapter on the arsenopyrite ore (p. 129). The arsenopyrite bodies are surrounded by brecciated zones of varying width, displaying inclusions of arsenopyrite ore in varying stages of replacement (Plate III: 1). Some inclusions are quite angular and sharp-edged, others are blurred and thoroughly impregnated with pyrite or chalcopyrite. Around the inclusions and also around some of the large arsenopyrite bodies the pyrite ore shows a parallel structure which does not give the impression of having been formed merely by replacement of a pre-existing structure.

Apophyllite Veins.

In a few places apophyllite has been observed. The mineral generally occurs as small groups of crystals or as crustifications in the gouge of minor faults. As the faults are cutting the arsenopyrite ore as well as the pyrite ore, the deposition of the mineral most probably took place as a late phase of the pyrite stage.

Apophyllite also occurred in narrow veins together with some sericite in the sericite-schist close to one of the pyrite bodies.

Conclusions.]

After a thorough tectonic preparation of the bedrock, resulting primarily in the development of a schistosity (and in sericitisation) a first fraction of ore bearing solutions entered the drag fold along certain centres of least resistance. This fraction was mainly composed of arsenic and sulphur with a number of metallic components and a vast amount of volatiles.

The crystallization began with the formation of arsenopyrite and probably also some rutile and apatite. The microscopic textures of the pores and »druses» indicate that the bulk of the other constituents was held in solution during the crystallization of the arsenopyrite and was enclosed in the pores and elsewhere in the framework of arsenopyrite crystals. A certain stress acted on the complex, not only during the introduction of the solutions but also during the crystallization. The stress resulted in fracturing of the arsenopyrite and an ensuing brecciation and replacement by the constituents, still in solution in

pores etc. In places the rest solution was actually squeezed out into the walls to form veins.

The sericitisation of the wall rocks continued during the formation of the arsenopyrite ore and a maximum in the intensity of the alteration is believed to have occurred during this stage, resulting in the formation of the pure sericite- and andalusite-rocks.

The tectonic influence upon the drag fold continued, and straight fissures were next formed in which the lamprophyric dykes were intruded. A new set of fissures opened, mostly well confined to the lamprophyric dykes, and here the quartz-tourmaline-sulphide veins and bodies were deposited. The solutions forming these were quite different from the solutions which formed the arsenopyrite ore. Arsenic in the form of arsenopyrite is very rare, and among the metallic components we note Se and Te, and Pb, Sb and Bi in larger amounts than previously. The most striking feature is perhaps the enormous quantity of tourmaline which indicates the solutions to have been extraordinarily rich in volatiles.

It is believed that the sericitisation of the andalusite-rock and the formation of corundum belonged to this stage. Speaking in favour of this is, for instance, the occurrence of coarse sericite and Bi-tellurides in the andalusite-rock, minerals which are both typical of the quartz-tourmaline veins.

The pyrite ore forms the latest deposition of ore in the mine. The structural conditions governing its formation are so far only imperfectly known; it can, however, not be due to any local feature as pyrite ores of more or less the same type have a wide distribution in the district.

In this case the composition of the solutions is much simpler. Only locally a concentration of Pb, Sb, Sn, Au etc. has occurred. Stress is acting on the complex also during this stage. One result thereof is the opening of fissures and cracks in the walls and their filling with chalcopyrite etc. (p. 142).

When all the facts about the deposit, as contact relations, paragenesis, textures and structures, are considered in toto, the picture obtained is not that of a deposit formed entirely by metasomatic replacement of the wall rocks by hydrothermal solutions. It is believed that at the outset of all the three stages the ore solutions were forced up on zones of weakness in the schistose rocks of the drag fold, or in other words, that the ore solutions made room for themselves in the foliated sericite-schist by their inherent intrusive force. At the introduction of the solutions and particularly when during crystallization water and other volatiles were liberated in large quantities, the wall rocks were replaced and impregnated by sulphides, sometimes to



Fig. 1.



Fig. 2.





Fig. 1.

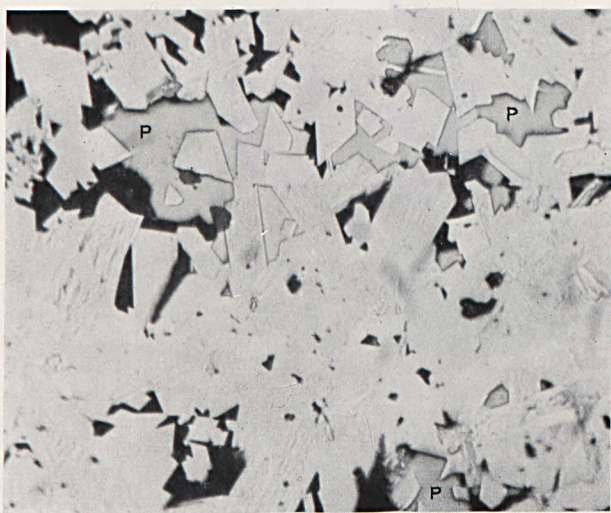


Fig. 2.



Fig. 3.



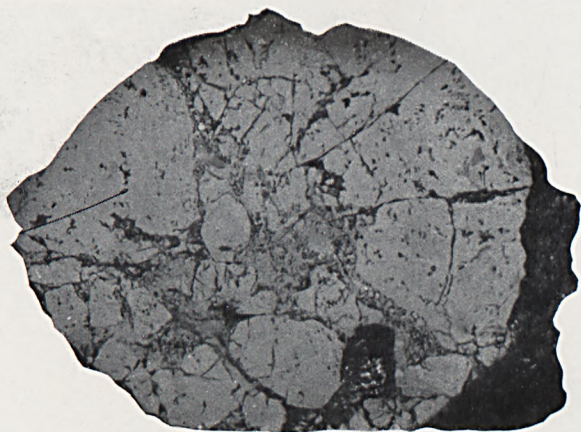


Fig. 1.

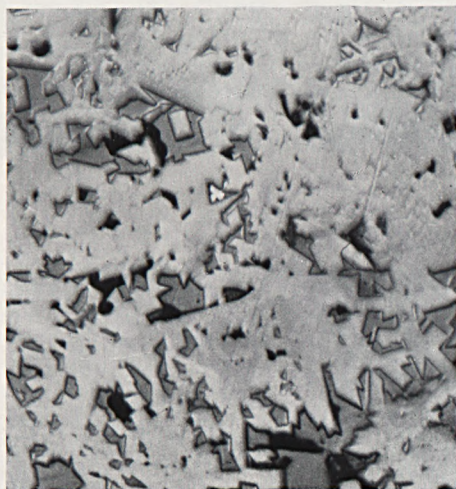


Fig. 2.

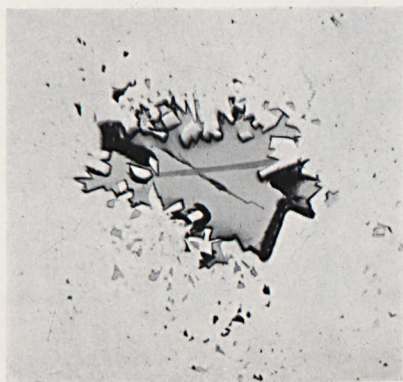


Fig. 3.

111 111

111 111 111 111



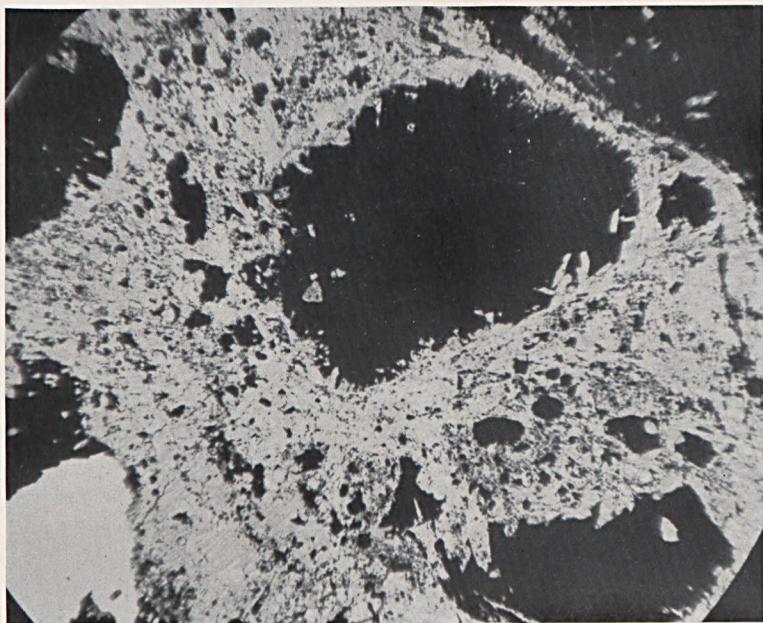


Fig. 1.

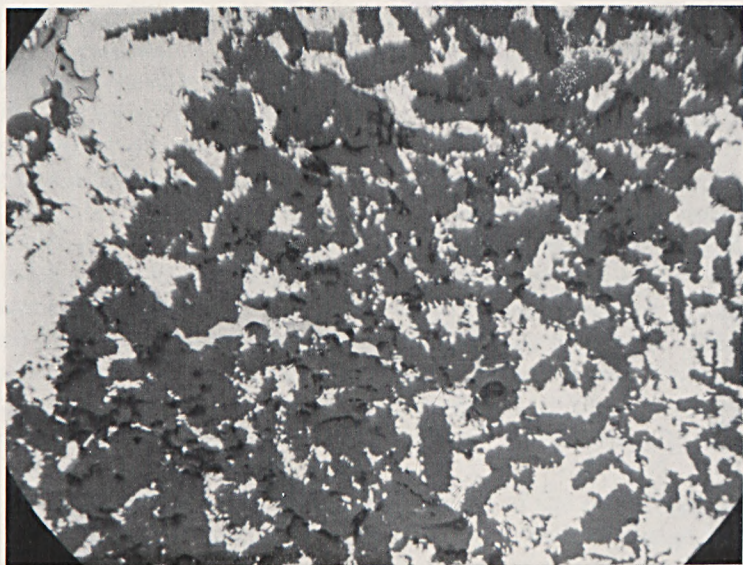


Fig. 2.



a large extent. As mentioned above this was especially the case with the pyrite ore which contained, in places rather abundantly, remnants of sericite-schist and lamprophyric dykes.

The solutions followed several separate channels at the introduction into the ore zone, as is evident from the number of separate bodies of arsenopyrite ore and pyrite ore.

As to the question of the nature of the mineralizing solutions it is convenient to keep the second stage separate in the discussion because of its peculiar paragenesis and the somewhat divergent geological appearance. The arsenopyrite ore and the pyrite ore, on the other hand, have so many qualities in common that they are considered to have been formed under approximately the same conditions.

The paragenesis of the arsenopyrite and pyrite ores with an abundance of minerals as arsenopyrite, pyrrhotite, apatite, rutile and plagioclase and in part also hornblende points to a rather high temperature and pressure at the beginning of each mineralizing stage. On the other hand the later phases of mineralization are characterized by minerals as galena, »sulphominerals», apophyllite, etc., formed at comparatively low temperatures. The paragenesis of these ores evidently embraces a very wide temperature range.

The relations quoted, as the initial intrusive mode of formation of the two types of ores, the textures and structures and the paragenesis, would indicate in each case a hot and rather concentrated ore solution of presumably pneumotectic character. That is, the solution in question is considered a rest solution akin to a magmatic — orthotectic — solution but by the high content of volatiles considerably differing from the »dry» magma and forming a transition to hypothermal conditions.

As regards the second stage the lamprophyric magma was intruded to begin with. The ore solutions which followed later were heavily loaded with boron and also some fluorine and contained in addition much silica but only comparatively little sulphur, arsenic and metallic components. This would indicate a very gaseous solution of high temperature and pressure, possibly »pneumatolytic» in nature. This is applicable to the initial stage; during the later stages the mineralization was of a rather low-temperature type as indicated by the mineral pyrrhotite. Also here the range of temperature is exceptionally wide.

The above chapters form a rather brief résumé of the most important facts concerning the Boliden deposit at the present state of the authors' knowledge of the underground geology, and of the laboratory investigation of rocks and ores. The content should be looked upon as prelimi-

nary and the author is fully aware of that future work will furnish new observations which may considerably change the suggestions presented in this paper.

A c k n o w l e d g m e n t s.

The author is deeply grateful to Mr. OSCAR FALKMAN, President of the Boliden Mining Company, for permission to publish this paper.

The author gratefully acknowledges the many helpful criticisms and suggestions of Professor PER GEIJER, under whose guidance much of the work was carried out. To E. DAHLSTRÖM and E. GRIP, colleagues of the Geological Department of the Company, the author is indebted for their cordial cooperation.

Boliden, Sweden. January, 1938.

E x p l a n a t i o n o f P l a t e s.

(Leica-Photo BGAB.)

Plate I.

Fig. 1. Breccia with angular inclusions of arsenopyrite ore (medium gray) in quartz with »sulphominerals» (dark, mottled gray). Polished surface, natural size.

Fig. 2. Breccia with angular, partly replaced inclusions of arsenopyrite ore (medium gray) in a groundmass of quartz and sulphides (mottled gray). Polished surface, $\frac{2}{3}$ of natural size.

Plate II.

Fig. 1. Pore or »druse» in arsenopyrite ore filled with pyrrhotite (dark gray). Pleochroism in the arsenopyrite is faintly noticeable. Polished section, $\times 190$. Immersion.

Fig. 2. Framework of arsenopyrite crystals with interstitial pyrite (P) and quartz (black). Polished section, $\times 260$. Immersion.

Fig. 3. Apatite-banded arsenopyrite ore. Apatite dark gray to black; thin, transverse veinlets are later chalcopyrite. Polished surface, $\frac{2}{3}$ of natural size.

Plate III.

Fig. 1. Arsenopyrite ore showing brecciation and beginning replacement by pyrite. Polished specimen from contact between arsenopyrite ore and pyrite ore. $\frac{3}{4}$ of natural size.

Fig. 2. Framework of arsenopyrite crystals with interstitial chalcopyrite (medium gray), quartz (black) and gold (white speck above centre). Polished section, $\times 260$.

Fig. 3. Pore or »druse» in arsenopyrite ore filled with chalcopyrite (medium gray) and cubanite (dark gray). Polished section, $\times 120$. Immersion.

Plate IV.

Fig. 1. Photomicrograph of thin section showing fine-grained tourmaline (mottled gray) brecciating and replacing arsenopyrite ore (black). Black portion in upper right corner is vein-like formation of rutile; the small black specks in the tourmaline are also rutile, $\times 25$.

Fig. 2. Crystals of apatite (dark gray) in apatite-banded arsenopyrite ore (white). Later chalcopyrite (medium gray) in upper left corner and to the left of centre. Polished section, $\times 120$. Immersion.

En bestämning av högsta kustlinjen i sydvästra Hälsingland.

Av

R. SANDEGREN.

(Manusk. inkommet $\frac{1}{3}$ 1938.)

Hösten 1930 syntes i dagspressen en del artiklar med rubriker såsom »Har Voxnan ändrat sitt lopp?» och dylikt. Bakom dessa artiklar låg en intressant iakttagelse, gjord av den kände hembygdsforskaren riksdagsman OLOF JOHANSSON i Edsbyn. JOHANSSON, som med stor ihärdighet arbetade på att samla material till en hembygdsbok, som skulle behandla Ovanåkers socken i Hälsingland,¹ vände sig till Sveriges Geologiska Undersökning med begäran om bistånd i och för ett kapitel om socknens geologi, vilket han önskade skulle ingå i arbetet. Med anledning härav erhöll jag i oktober 1930 uppdrag att resa upp till Ovanåker. Ehuru årstiden ej var den lämpligaste, kunde jag tack vare verksamt bistånd av hr JOHANSSON och tvenne andra ledamöter av Ovanåkers hembygdsförening, hrr P. A. NORIN och E. OLSSON i Vängsbo dock samla så pass mycket iakttagelsematerial, att jag med stöd därav och av föreliggande litteratur kunde utarbета ett kapitel om traktens geologiska förhållanden, vilket ingår i ovan anförda hembygdsbok.²

Bland det, som Ovanåkerstrakten har att bjuda av geologiskt intresse, intager den inom socknens sydligaste del uppträdande döda älvfåran och dess fortsättning mot Ö inom Alfta socken ett av de främsta rummen. Denna döda älvfåra, vars utseende framgår av fig. 1, har emellertid intet vare sig med den nutida eller med den preglaciala Voxnan att göra, utan har tjänat som avlopp för en isdämd sjö, som under ett visst skede av isens avsmältning uppstod S om Homna, SV om Edsbyn, Homnaissjön (fig. 2). Fåran, som har en längd av c:a 4 km, börjar vid östra sidan av den lilla sjön Pottatjärn, där den genombryter en rullstensås, som bildar högsta pasströskeln för den sig mot NV öppnande Långabäcksdalen, vilken intogs av den isdämda sjön, från det att is-

¹ JOHANSSON, O., Ovanåker. En norrlandssockens öden genom seklerna. 271 sid. rikt ill. Bollnäs 1937. Utgiven av Ovanåkers Hembygdsförening med anslag av Längmanska kulturfonden. — Arbetet med bokens utgivande kom på grund av JOHANSSONS i mars 1933 inträffade frånfälle att för en tid avbrytas.

² SANDEGREN, R., Ovanåkers sockens geologi. 29 s. 15 textfig.

randen började draga sig tillbaka från nämnda pasströskel och till dess att den kommit NV om det 379 m höga berget Homnaflen, då issjön avtappades Ö ut genom Voxnadalen. Pasströskeln ligger nu inemot 7 m ovan tjärnens vattenyta och c:a 240 m ö. h. Härifrån sträcker sig den döda älvfåran med ett något slingrande lopp mot OSO. Dess västra del utgöres av en från all högre vegetation fri kullerstensbotten, avbruten endast av några smärre tjärnar, vilka ligga i den forna älvens krök-



Fig. 1. Ett parti av den döda älvfårans västra del. I bakgrunden synes en liten tjärn, belägen i ett av den forna älvens krökbäcken.

bäcken.¹ Längre Ö ut intages fårans botten till stor del av torvmarker, och den slutar med en trattformig mynningsvik vid sydvästra sidan av sjön Bornasen, 225 m ö. h. Allt sökande efter en fortsättning på älvfåran från denna punkt visade sig fåfängt, och den närmast till hands liggande förklaringen på detta förhållande är ju, att avloppsälven här mynnat i det dåtida baltiska havet.

Såsom av kartan, fig. 2, framgår, befinna sig sjöarna Bornasen och Skalen i ett ganska instängt läge, som föga lämpar sig för en skarp bestämning av högsta kustlinjen, helst som terrängen där i stor utsträckning täckes av unga torvbildningar. En sådan bestämning kunde däremot erhållas N om Ovanåkers kyrka å Skallaberget vid Vängsbo och å det VNV om samma by belägna Torraberget. På Skallabergets södra sluttning är moränen kraftigt urspolad upp till 228 m ö. h., där en väldig anhopning av stora, frispolade block möter, och i en fickartad sänka

¹ DE GEER, STEN, Klarälvens serpentinnöpp och flodplan. S. G. U. Ser. C. N:o 236, Sthlm 1911.

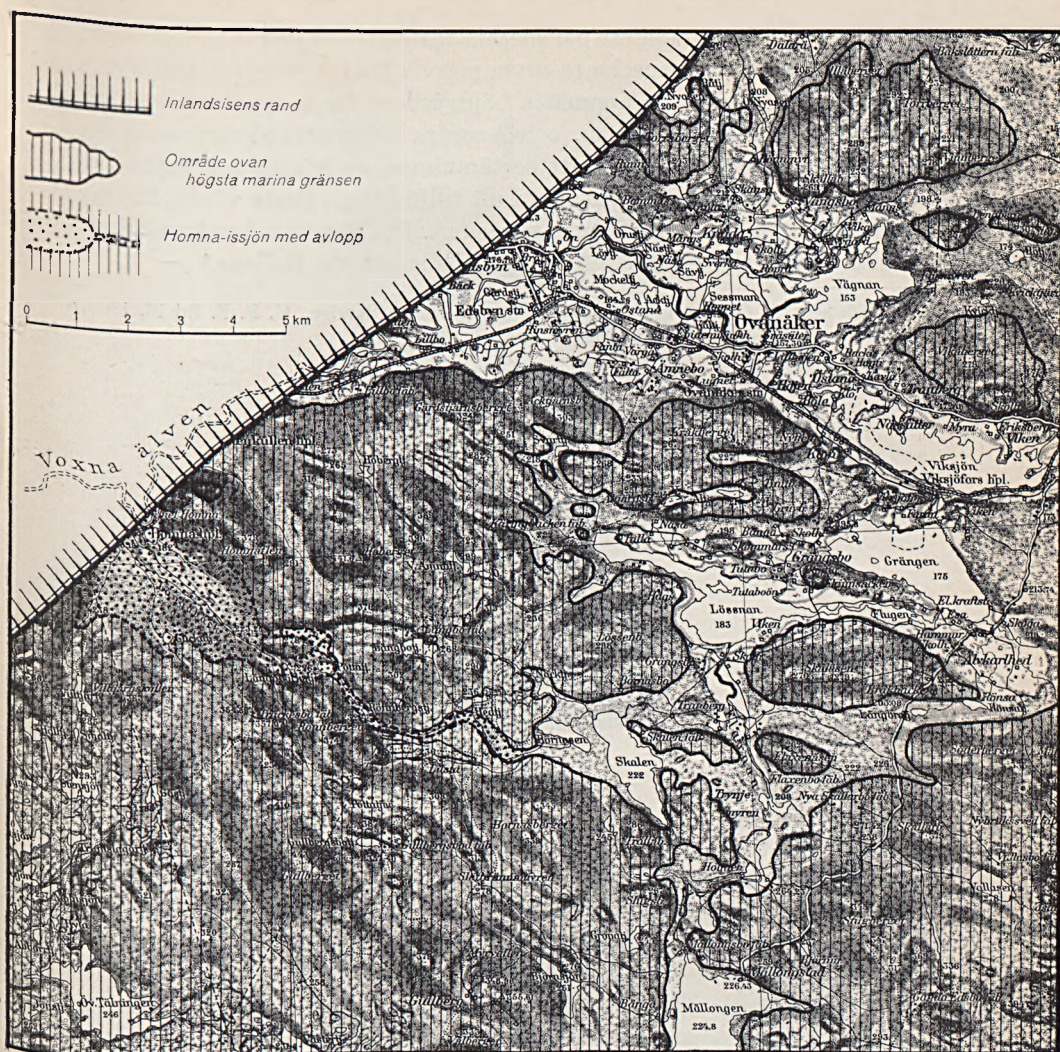


Fig. 2. Karta över sydöstligaste delen av Ovanåkers socken och angränsande trakter visande fördelningen av land och vatten under det skede, då isranden stod vid Edsbyn. N om Ovanåkers kyrka bilda Torraberget och Skallaberget tvenne större öar, där högsta kustlinjen bestämts, 228 m ö. h.

därnedanför uppträder skiktat strandgrus och sand. Moränen å Skallabergets ovan högsta kustlinjen belägna delar är i allmänhet av en storblockig och rikblockig typ, men å Torraberget är moräntypen mera blockfattig, varför jordarten å bergets högre delar kunnat odlas ned till 228 m:s nivån, där bränningsbearbetningen vidtager.

Då man ju får antaga ett par meters vattendjup i den från Homnais-sjön kommande avloppsälvens mynningsvik, råder ju en så god överensstämmelse mellan de uppmätta höjdvärdena för å ena sidan bottnen i älvfårans mynning, 225 m, och å andra sidan strandmärkena å de nyssnämnda bergen, 228 m, att bestämningen av högsta kustlinjen vid Ovanåker torde få betraktas som fullt tillförlitlig. Detta värde, 228 m, står även i god överensstämmelse med A. G. HÖGBOMS bestämning av högsta kustlinjen till 227 m ö. h. å Bolleberget vid Bollnäs.¹

¹ HÖGBOM, A. G., Om högsta marina gränsen i norra Sverige. G. F. F. Bd 18, 1896, S. 485.



W. W. WILKMAN.

Den 26 sislidne december avled i Helsingfors statsgeologen vid Geologiska kommissionen i Finland, fil. dr W. W. WILKMAN. Han har till fromma för den finska geologiska forskningen utfört ett livsverk, vilket är värt att ihågkommas och äras i hela Norden.

W. W. WILKMAN föddes den 13 mars 1872, blev student 1889 och filosofie kandidat vid Helsingfors Universitet 1895. Redan under sin studietid, år 1892, inträdde han i tjänst vid Geologiska kommissionen som extra geolog. Man kan säga, att han var den yngste bland den generation av geologer, vilken under de stora forskarnas, WILHELM RAMSAYS och J. J. SEDERHOLMS ledning, införde de moderna åskådningarna i Finland samt i huvudsak verkställde landets geologiska utforskande, vilket allt varit till nytta för och givit upphov till nya initiativ inom urbergsgeologin över hela världen.

WILKMAN arbetade länge som extra tjänsteman och i en till det yttre obemärkt ställning, men redan hans tidigaste kartläggningar voro av stor betydelse för många av Kommissionens publikationer samt för den blivande uppfattningen angående förhållandena mellan de olika forma-



tionerna i östra Finland. Först år 1919 blev WILKMAN assistentgeolog, 1932 statsgeolog och 1936 hedersdoktor. Sedan 1913 var han medlem av Geologiska Föreningen i Stockholm.

WILKMANS egen författareverksamhet tog sin början år 1912 med en avhandling rörande kvartära nivåförändringar i östra Finland, men senare specialiserade han sig allt mera uteslutande på kartläggning och undersökning av berggrunden, på vilket område han bland finska geologer äger förtjänster, ensamma i sitt slag. Han har kartlagt stora områden av östra, mellersta och norra Finland, ensam sammanställt berggrundskartbladen Nurmes, Kajaani och Kuopio av Geologisk översigtskarta över Finland, samt i samarbete med sina kolleger bladen Joensuu och Kuolajärvi. Han blev framför allt specialist på östra Finlands karelska skifferformationer samt på de s. k. centralgraniterna.

WILKMANS intresse för kartbladsarbetet, hans ansträngningar att få kartbladen så detaljerade och naturtrogna som möjligt samt hans strävan till noggrannhet och fullständighet vad beskrivningarna beträffar voro så stora, att volymen av hans övriga avhandlingar blev mindre. Den omfattar dock ett tiotal skildringar av intressanta tektoniska och stratigrafiska detaljer från östra Finlands skifferområden (bottenformationerna vid Mölö, Kuopio-traktens kvartsiter och Tohmajärvikonglomeratet) samt av säregna magmabergarter (diabaserna i norra Savolax, mellersta Finlands unakiter, syeniterna i Nilsisä och effusivbergarterna i Saarijärvi).

WILKMANS starka sida var just det, att han inskränkte sig till och koncentrerade sig på kartbladsarbetet, vari han utvecklade sig till den främste bland Finlands geologer. Om något, har detta arbete ett bestående värde, vilket alltid blir uppskattat av fackmän, oberoende av att uppfattningarna förändras och vetenskapen gör framsteg.

WILKMAN dog mitt under sitt arbete, innan han hunnit helt slutföra beskrivningen till Kuopio bergartskarta. Under de senaste somrarna kartlade han ånyo det omväxlande och intressanta s. k. Koli-Kaltimokvartsitområdet SW om Pielisjärvi. Men icke endast sina i tryck utgivna arbeten, utan även sina arbetskartor och dagboksanteckningar utförde WILKMAN med samma synnerliga omsorg. Allt det av honom insamlade materialet, vilket är oerhört mycket större än någon annan geologs i Finland, är ordnat och redigt, färdigt för kommande forskare.

W. W. WILKMAN var som människa öppen till sin natur och hjärtlig. Hans kolleger höllo uppriktigt av honom och på landsbygden, där han rörde sig bland folket, var han överallt gärna sedd.

Erkki Mikkola.

Grönstenarnas placering inom Västerbottensfjällens kambrosilurstratigrafi.

Av

OSKAR KULLING.

(Manusk. inkommet $\frac{2}{3}$ 1938.)

Under den geologiska översiktskarteringen av Västerbottensfjällen ha de talrikt förekommande eruptivbergarterna ägnats långt större uppmärksamhet än de dem omgivande sedimenten. Petrografiska synpunkter ha ställts i förgrunden, och stratigrafiska data ha i de flesta fall ej ägnats större uppmärksamhet.

Väsentliga förutsättningar för tydandet av de olika eruptivbergarternas åldersställning och inbördes samhörighet utgör kännedomen om de primära lagerföljdsförhållandena. Då dessa förutsättningar för stora delar av fjällområdet ifråga i rätt stor utsträckning saknas, kunna de försök, som gjorts att generellt åldersindela eruptiven, ej ha alltför stor bärkraft. Vilka eruptiv, som böra hänföras till den ena eller andra magmatiska aktivitetsperioden, är därför ännu föremål för debatt. Tack vare välvilligt tillmötesgående av Chefen vid Sveriges Geologiska Undersökning, överdirektör Axel Gavelin, fick jag tillfälle att sommaren 1937 göra en veckas exkursion inom vissa delar av Västerbottensfjällen. Det är särskilt på grund av de därvid gjorda iakttagelserna, som det blivit möjligt att ta upp mesketgrönstenarnas åldersställning till prövning samt i anslutning därtill även beröra vissa andra av Västerbottensfjällens bergartsserier.

När namnet Mesket första gången kom in i den geologiska litteraturen genom prof. QUENSEL (10), var det för att namnge ett grönstensagglomerat efter sin fyndlokal. Med Mesketagglomeratet avsågs den effusiva grönstensbreccia, som påträffats i östra branten av fjälltoppen Mesket och som därifrån kunde följas mot NÖ och SÖ.

Utan att några åldersbestämmande data åberopades framkastade QUENSEL 1922 en förmodan om att agglomeratet ifråga vore likåldrigt med grönstenseffusiven inom Trondhjemsfältet. Snart övergavs emellertid denna uppfattning av QUENSEL och hans medarbetare, och Mesket-

formationen, som grönstensserien nu kallas, ansågs ligga strax ovan en stor diskordans inom kaledoniska geosynkinalens kambrosilurbildningar, medan Trondhjemsfältets grönstenseffusiv, bymarksgrönstenarna, lågo under en stor diskordans (11). Den förmodade bristande överensstämmelsen i stratigrafisk position mellan de olika fältens grönstenseffusiv skulle enligt Quensel tala mot likåldrighet. Han förutsatte därvid tydligen bl. a., att en enda, stor diskordans förefanns inom vartdera av de tvenne områdena, samt att det vid denna tidpunkt redan ådagalagts, vad som ursprungligen legat uppåt inom de undersökta lagerföljderna inom Västerbottensfjällen.

I en monografi över berggrunden inom Södra Storfjället (4) utvidgade BESKOW 1929 begreppet Mesket till att omfatta en formation, rymmande ganska olikartade led. Huvudparten av BESKOWS Mesketformation var visserligen basiska effusiv, men intermediära och sura ytbergarter inbegrepos även liksom lerskiffrar, kvartsiter och andra sediment, som påträffats i intimt förband med de ytvulkaniska bergarterna.

Samma år som avhandlingen över Södra Storfjället utkom — fast senare på året — trycktes BACKLUND-QUENSELS berggrundskarta över Västerbottensfjällen (1). Å denna karta har begreppet Mesket fått en något annan innebörd än tidigare. Det talas där ej blott om effusiv av basaltisk sammansättning, utan även om en serie ytbergarter, som i sammansättning växlade från basiska led till keratofyrer. Det betonas, att de primära strukturerna äro väl bibehållna. Vid sidan av Mesket-effusiven ställdes en annan serie eruptivbergarter av starkt omvandlade »gabbromagmatiska djup- resp. yterivat», som benämndes »grönstenar av Lastarfjällstyp och grönstensskiffrar av Järvfjällstyp».

I min framställning rörande stratigrafien inom centrala delen av Västerbottensfjällen (9), behandlas även mesketgrönstenarnas ålder. Där framläggas en del omständigheter, som tyda på att »effusiven av Meskettyp» samt en del av »grönstenarna av Lastarfjällstyp och grönstensskiffrarna av Järvfjällstyp» höra till en och samma vulkaniska epok av säkerligen ordovicisk ålder, Mesketserien i min bemärkelse. En annan del av Lastarfjälls-Järvfjällsgrönstenarna för jag till en yngre, silurisk fas, som representerar gabbroida intrusioner, stelnade på högre eller lägre nivåer inom geosynklinalsedimenten. Som äldre än de olika grönstensbergarterna räknas de ultrabasiska olivinstenarna.

Det finnes ganska ringa överensstämmelse mellan den stratigrafi, som framkommit vid undersökningarna inom centrala Västerbottensfjällen, och den, som uppställts för nordligare delar av fjällområdet. Särskilt ha de effusiva grönstenarna fått helt olika placering.

I det följande kommer jag att framlägga de omständigheter, som torde ådagalägga, varför någon bindande konnektering mellan ifrågavarande

områden och med det förhandenvarande tillgängliga materialet ej gärna var möjlig.

Under de sistförflutna åren fram till nuvarande tidpunkt har stratigrafien inom Västerbottensfjälles kambrosilur, inklusive mesketgrönstenarnas placering inom sedimentpacken, endast undantagsvis varit uppe till debatt.

Då T. DU RIETZ i ett föredrag (6) använder namnet Mesket för vissa grönstenar inom nordligaste delen av Jämtland, tar prof. H. BACKLUND till orda häremot samt framhåller, att han fortfarande anser, att Mesketgruppen å ena sidan och Lastarfjälls- och Järvfjällsgrönstenarna å den andra voro strängt åldersskilda (2). Men till BACKLUNDS deklARATION fogas ej någon motivering. Ej heller har någon sådan senare framförts, ehuru deklARATIONEN återupprepats (3).

Denna omständighet samt en anmodan att ta ställning till de senaste diskussionsinläggen föranledde mig att besöka de båda typområdena för mesketgrönstenarna, Mesket-Gabbi-området och Södra Storfjället, sommaren 1937.

Mesket-Gabbi-området med angränsande fjällryggar. Området ligger inom nordvästra delen av Västerbottensfjällen, 10—15 km NÖ om Överuman. Kartan å fig. 1 lämnar en översikt över områdets bergartsserier i enlighet med BACKLUND-QUENSELS karta. Mesketgrönstenarna och kvartsitkonglomeratet inom området ligga i rätt högmorf miljö med sedimenten i glimmerskifferstadiet. Mot V sjunker metamorfosen sakta. På grund av områdets metamorfos är Mesket-Gabbi-trakten ej särdeles lämplig som stratigrafiskt nyckelområde. Den höga metamorfosen med mineralnybildning utmed de ursprungliga strukturplanen i bergarterna gör det svårt att differentiera upp de nu rätt monotoniserade sedimenten samt lokalisera primära diskontinuitetsytor i lagerföljden eller ta full hänsyn till genom glidningar och sammanskjutningar förorsakade komplikationer.

BESKOW har 1929 (4) lämnat några data från Mesketformationens bergartsväxling längs en

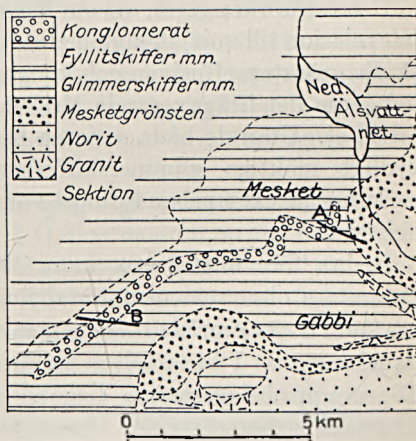


Fig. 1. Kartskiss över Mesket-Gabbi-traktens berggrund. Efter BACKLUND-QUENSELS Västerbottensfjällkarta (1). Skala 1 : 200 000. A och B tvenne uppmätta berggrundssektioner, se fig. 2 och 3.

bäck i Gabbitoppens nordöstra brant. Han anser, att grönstensserien här är inverterad, men någon motivering till detta antagande framlägges ej. De mesketgrönstenarna omgivande bergartsserierna upptagas ej till närmare behandling.

QUENSEL beskriver (11) 1931 helt kortfattat en berggrundssektion längs en bäck, också den från Gabbitoppens nordöstbrant. Inom Mesketformationens basiska ytbergarter urskiljer han ett stort antal olika typer, såsom agglomerat, lapillilager, askbäddar, lavanivåer och vulkaniska bomber. Det betonas samtidigt, att metamorfosen i tvenne zoner i bäckskärningen är ganska intensiv med delvis sekundärbandning hos bergarterna. Ovan mesketbergarterna, framhåller QUENSEL vidare, anstå i passet mellan Mesket och Gabbi »de bergarter, som äro kännetecknande för vad som antages vara vojttjakonglomeratets liggande, staurolitskiffrar och den ur kalksandstenen utgångna täta hallonfärgade seveskiffern». Det ovan följande vojttjakonglomeratet anses ha vulkaniskt material som cement.

QUENSEL synes av det ovan anförda citatet att döma vara av den uppfattningen, att Mesketformationen i området ifråga låg rättvänd och ej inverterad, som BESKOW förmodat. Men omedelbart efter det ovan anförda citatet tillfogar QUENSEL, att han anser, »att den betydelsefulla diskordans, som konglomeratet säkerligen representerar i geosynkinalsedimentationen, sammanfaller med ingressen till den vulkaniska verksamheten». Med denna vulkanism avses synbarligen Mesketvulkanismen.

Det torde vara givet, att om Mesketvulkanismen stode i en så omedelbar relation till vojttjakonglomeratet, som i det sist refererade förmodats, skulle grönstenseffusiven och konglomeratet följas åt i fält, i all synnerhet inom det ifrågavarande Mesket-Gabbi-området. Det göra de emellertid ej. Utan de båda serierna ha, som översiktskartan visar, ej obetydligt mäktiga glimmerskifferbergartsserier mellan sig. De båda serierna gå exempelvis fram på var sin sida av Gabbimassivets glimmerskiffrar.

Redan före mitt besök inom Mesket-Gabbi-området kunde jag av QUENSELS observationsmaterial sluta till, att analogierna mellan stratigrafien i detta område och i centrala delen av Västerbottensfjällen voro ganska stora. I båda fälten skildes nämligen grönstenseffusiv från ett högre upp i lagerserien liggande kvartsitkonglomerat genom delvis klastiska sedimentserier. Denna omständighet var det, som kom mig att använda Mesketnamnet även för de sydligare grönstenseffusiven.

Mina undersökningar inom Mesket-Gabbi-området sträcka sig över knappa två dagar samt kunna sägas resultera i tvenne uppmätta detaljsektioner genom berggrunden från vojttjakonglomeratet och nedåt.

Sektionernas lägen finnas in-teknade å översiktskartan. Den nordligaste sektionen följer i stort en bäck uppför Mesket-Gabbi-massivets nordöstra brant till västra delen av en flack dalsänka mellan de båda topparna. Min sektion ligger antagligen N om BESKOWS och QUENSELS sektioner.

I Meskettoppens sydöstra brant, ned mot den ovannämnda, högt-belägna dalsänkan, anstår en mäktig serie av sediment, som nu upp-

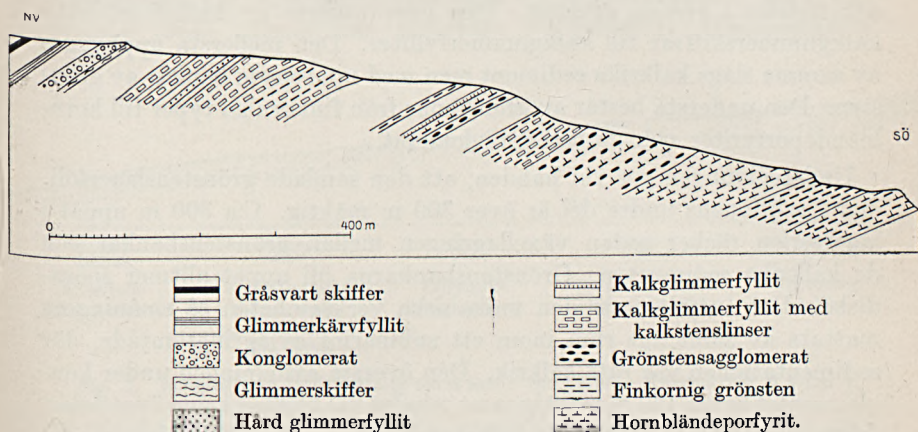


Fig. 2. Sektion från Mesket-Gabbi-massivets nordöstra sluttning, från dalslätt mellan topparna ned till fjälldalen NÖ om massivet. Kartsektion A å fig. 1.

träda som granatglimmerskifferar. De torde närmast motsvara den bergartsserie, som i lägre metamorf dräkt av mig benämns Lövfjälls-serien. Inom centrala Västerbottensfjällen var den representerad av kalkhaltiga fylliter, grova lerskifferar samt sandiga fylliter. I de undre, närmare undersökta delarna av branten stupar granatglimmerskiffer-serien nordnordvästligt.

Genom den lilla dalslätten nedanför granatglimmerskifferbergbranten letar sig en liten bäck fram mot Ö. I Ö drar dalen ihop sig, och bäcken bildar en serie forsar och fall under sin fortsatta väg ned till den stora dalgången i Ö, genom vilken Nedre Älsvattnet avvattnas. Sektionen i fig. 2 har, som sagt, uppmätts huvudsakligen utefter bäcken från den lilla dalslätts västra del ned till den stora fjälldalen i Ö. Bäckens gång något snett i förhållande till bergarternas strykningsriktningar. De mätta mäktigheterna ha därför reducerats till vinkelrätt mot strykningen och representera i sektionen lagermäktigheter.

Överst i sektionen, sektion A å kartan, komma hållar av en gråsvart lerskifferbergart, som trots den höga metamorfosen på grund av sin kolhalt bibehållit ett tämligen primärt utseende. Samma bergart fort-

sätter NV om sektionen, och skifferseriens mäktighet uppgår nog till något 100-tal m. Efter enstaka hällar av glimmerkärvfyllit kommer ett konglomerat, vars blottade mäktighet är c:a 20 m. Konglomeratet för bollar av hård kvartsit samt grönsten. Det får genom denna sammansättning en gropvittrande yta, då grönstensbollarna vittra långt hastigare än kvartsitbollarna. I sektionsavsnittet är konglomeratet rätt kraftigt pressat. Bergartsserierna SÖ om konglomeratet kunna lämpligen indelas i trenne grupper. Den övre utgöres av kalkstenslinsiga kalkglimmerskiffrar till kalkglimmerfylliter. Den mellersta uppbygges av samma slags kalkrika sediment men med upprepade bankar av grönsten. Den understa består av grönstenar från finkorniga typer till hornbländeporfyriter och grönstensagglomerat.

Undersökningen ger vid handen, att den samlade grönstenslagerföljden i sektionens undre del är över 300 m mäktig. C:a 300 m uppåt i lagerserien räcker sedan växellagringen mellan grönstensbankar och de kalkrika sedimenten. Grönstensbankarna bli uppåt alltmer sporadiska. Det antyder, att den vulkaniska verksamheten så småningom mattats av samt ägt rum inom ett submarint avlagringsområde, där sedimentationen var rätt kalkrik. Den översta avdelningen under konglomeratet är c:a 150 m mäktig samt mindre väl blottad i sina övre delar. Inom de kalkrika skikten ha kalkstenslinserna i flera fall former, som låta förmoda, att det rör sig om metamorfa, rätt omkristalliserade fossil, antagligen företrädesvis kolonier av tabulater.

Vid jämförelse mellan sektionens stratigrafi och densamma inom centrala Västerbottensfjällen motsvara lerskiffrarna ovan konglomeratet närmast de s. k. brokenskiffrarna, konglomeratet med kvartsit- och grönstensbollar ekvivalerar vojttjakonglomeratet, som visserligen i allmänhet är ett monomikt kvartsitkonglomerat men som i det sydligare området någon gång kan föra även grönstensbollar, exempelvis i trakten av Rönnbäcksjön (9, sid. 209).

Den kalkrika, mäktiga bergartsföljden i konglomeratets liggande åter motsvarar i läge den s. k. Gilliksserien, som har en växlande sammansättning, i allmänhet med övervägande klastisk karaktär. Från samma trakt, där inom centrala Västerbottensfjällen grönstensbollar deltog i vojttjakonglomeratets uppbyggande, ingå dock helt övervägande ler- och margskiffrar i gilliksbergarterna. Mesketgrönstenarna motsvara de likabenenämnda basiska effusiven inom det sydligare området, där den ytvulkaniska karaktären hos grönstenarna är bevarad i vissa områden.

En olikhet med de sydligare trakternas lagerföljd bör slutligen omnämnas. Mesket-Gabbi-området saknar den kalkstensserie, som inom

centrala Västerbottensfjällen vanligen, ehuru ej alltid, överlagrar vojttja-konglomeratet.

Den andra uppmätta sektionen, sektion B på kartan, från området nordöst om Överuman ligger c:a 6 km V om Gabbitoppen, i västslutningen på den höjdrygg, som från Mesket-Gabbi-massivet går mot SV. Sektionen är delvis uppmätt längs en mindre bäck. Den återfinnes i fig. 3.

Sektionen har, som synes, fyra olika konglomeratnivåer. De tvenne översta torde tillsammans motsvara Vojtjaserien. Glimmerskiffer-

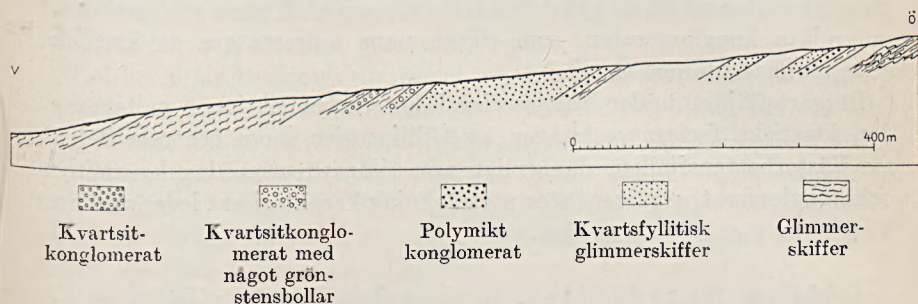


Fig. 3. Sektion från fjällsluttning c:a 6 km V om Gabbi. Kartsektion B å fig. 1.

bergarterna ovan översta konglomeratet ha upprepade granatförande led. Granathornbländeglimmerskiffer har noterats i understa delen av den västligaste avdelningen å figuren samt mörkgrå lerglimmerskiffer ett stycke ovan översta konglomeratet. Detta är ett pressat kvartsitkonglomerat. Under konglomeratet kommer grå, finkornig granatglimmerskiffer och så åter kvartsitkonglomerat. Detta senare har dock till skillnad från det övre enstaka bollar av grönsten. De båda konglomeraten jämte mellanlagrande led ha c:a 40 m:s mäktighet.

Den över 100 m mäktiga serie av hårda, grå kvartsfyllitiska glimmerskiffer, som följa, ha i sin övre del linsformiga partier av granathornbländebergarter. Nästa led är åter ett konglomerat. Det är c:a 10 m mäktigt samt innehåller ett flertal olika bolltyper. Men då bollarna äro i glimmerskifferstadiet samt blivit genomgående starkt pressade, ha bollarnas primära karaktär ej närmare fastställts. Inga bolltyper av säkra eruptivbergarter noterades emellertid.

Det understa konglomeratet är även polymikt. Vanligaste bolltypen är kvartsit. I de mjuka glimmerskiffer och grova granatförande glimmerskiffer, som bilda sektionens östligaste del, ha glidningar inom och sammanskrynklingar av bergarterna ägt rum i en utsträckning, som kom mig att avbryta mätningarna. Tät dimma hindrade sedan planerad komplettering av mätningarna ned till mesketgrönstenarna

i Ö, vilka enligt BACKLUND-QUENSELS karta skola komma efter en kort sträcka.

Vid jämförelse mellan de båda sektionerna faller den olika utbildningen hos sedimenten under Vojtjaserien i ögonen. Det är något anmärkningsvärt, då avståndet mellan sektionerna endast är c:a 7 km. Emedan i sektion A de karbonatrika serierna ej återfunnits i sektion B, men de genom sin växellagring med grönstenar visat sig vara rätt nära anknutna till liggandets samlade grönstenseffusiv, torde förhållandet vara det, att de kalkrika serierna återfinnas i den östra fortsättningen på sektion B samt att de kvartsfyllitiska glimmerskiffrarna och de undre, polymikta konglomeraten, som tillsammans representera en klastisk serie, tunnats ut mot Ö till NÖ.

Bergartsföljden under Vojtjaserien i den västra sektionen motsvarar den klastiska faciesutvecklingen av Gilliksserien inom centrala delen av Västerbottensfjällen, där enligt min tidigare utredning kvartsiter och konglomeratbergarter i stor utsträckning karakterisera leden mellan Vojtjaserien och Mesketserien.

Södra Storfjället. I sin avhandling över Södra Storfjället uppställer BESKOW följande stratigrafi för området:

Mesketformationen, uppbyggd huvudsakligen av grönstenseffusiv. Keratofyriska effusivbergarter liksom även sedimentära led finnas mellan grönstensbäddarna. På gränsen mot följande avdelning påträffas ofta en karbonatbetonad serie med kalksten och kalkcementerat agglomerat.

Kvartsitkonglomerat, som förmodas motsvara vojttjakonglomeratet inom centrala Västerbottensfjällen.

Den övre kvartsitkifferformationen med konglomeratnivåer.

Konglomerat med grönstens- och kvartsitbollar; är ej alltid utbildat. Grönstenslavabädd; saknas ibland.

Kalksten; en uthållig horisont.

Den undre kvartsitformationen. Under denna kommer enligt BESKOW en granitintrusion, så att kvartsitformationens liggande ej skulle vara känt.

Denna BESKOWS stratigrafi går ej att återfinna någonstans inom övriga delar av Västerbottensfjällen. Och den synes ej heller vara för handen mer än inom en begränsad del av Södra Storfjället. Det framgår bl. a. av BESKOWS karta över Södra Storfjällets berggrund. Denna karta kommer jag i det följande att ofta hänvisa till och förutsätta som bekant.

Å BESKOWS karta uppdelas Mesketformationen i basiska vulkanprodukter i kloritskiffermetamorfa och amfibolitmetamorfa serier. Å

BACKLUND-QUENSELS Västerbottenskarta ha de kloritskiffermetamorfa grönstensderivaten i Södra Storfjället räknats till Lastarfjälls-Järvfjällsgrönstenarna, medan de amfibolitmetamorfa hänförts till Mesketypen. Som i det föregående omnämnts, anser BACKLUND de båda grönstensserierna strängt åldersskilda. Han tar alltså avstånd från BESKOWS indelning. Men å BESKOWS karta liksom senare å berggrundskartan över Västerbottensfjällen gå de olika grönstensserierna i kontakt med varandra och i en del fall utgöra de varandras fortsättning. Hur detta kan förenas med påvisbar sträng åldersskillnad mellan dem, torde vara svårt att förklara, i all synnerhet när de amfibolitmetamorfa hänförts till den effusiva grönstensserien.

Vad beträffar BESKOWS »övre» och »undre» kvartsitformationer framkastade jag 1933 i min förut nämnda avhandling en förmodan om att man kanske kunde sätta likhetstecken mellan dem samt anse dem med mellanliggande ihållande kalkstensstråk representera ett synklinalparti, som blivit överveckat mot SÖ. Även framhölls, att ett flertal olikheter förefanns mellan BESKOWS stratigrafi och den, som härskade inom till Södra Storfjället gränsande områden.

I det följande framläggas de omständigheter, som föranledde mig att helt frångå BESKOWS stratigrafi samt uppställa en ny, som går att konnektera med centrala Västerbottensfjällens. I denna nya stratigrafi representerar, som jag tidigare antagit, den »övre» och den »undre» kvartsitformationen en och samma serie. Det kalkstensstråk, som å BESKOWS karta löper mellan de båda kvartsitformationerna, räknas av mig till Slätdalsserien. Och kvartsitkonglomeratet, som går i kontakt med kalkstenen, hänföres till Vojtjaserien. BESKOWS vojttjakonglomerat åter motsvarar dels en konglomerathorisont inom Gilliksserien, dels är det ett verkligt vojttjakonglomerat. BESKOWS undre grönstenseffusiv flyttas upp ovan mesketgrönstenarna. Dessutom urskiljes en serie intrusiva, gabbroida grönstenar, som äro avsevärt yngre än de tvenne effusiva grönstensserierna.

I de olikartade bildningar, som BESKOW hänfört till Mesketseriens vulkaniska tuffserier påträffas i stort utsträckning rent sedimentära led såsom märengskiffrar, kvartsiter och konglomerat, vilka i viss utsträckning torde vara i grönstensserien nedveckade, yngre bergartsled.

Vid beskrivningen av de nya undersökningsresultaten behandlas trakten N om sjön Ropen först. I detta område finnes den »övre» och »undre» kvartsitformationen liksom det ihållande kalkstensstråket mellan dem väl utbildade.

BESKOW har N om kalkstensstråket och i kontakt med detsamma dels en grönstensbädd, dels en konglomerathorisont. Å hans karta gå de båda bergarterna ingenstädes i kontakt med varandra utan

förekomma endast i varandras strykningsriktning. Enligt BESKOW är grönstensens stratigrafiska plats mellan kalkstenen och konglomeratet. Han synes härvid stödja sig på tvenne omständigheter; dels kommer det in grönstensbollar i konglomeratet, vilket enligt hans uppfattning skulle ingå som led i en rättvänd och ej inverterad lagerföljd, stupande åt N, dels tolkar han en kalkhaltig horisont på gränsen mellan kalkstenen och konglomeratet inom ett område, där ingen grönsten finnes utbildad, såsom vulkanisk tuff, hörande genetiskt samman med grönstenslavan.

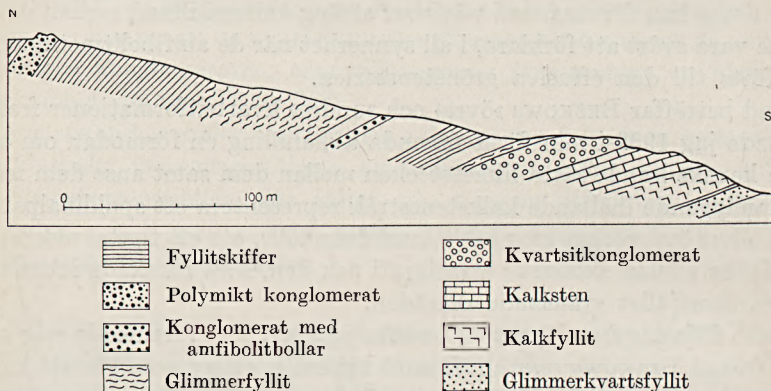


Fig. 4. Sektion från området SV om Mortotjäkko längs bäck Ö om Rajastjäkko.

I den bäckskärning Ö om Rajastjäkko, varifrån BESKOW omnämnt sin enda lokal för sådan vulkanisk tuff, har jag studerat själva kontaktzonen mellan kalkstenen och konglomeratet men ej sett till någon bergart, som skulle kunna tydas som vulkanprodukt. Vad den andra omständigheten beträffar, att lagerserien N om kalkstenshorisonten skulle vara rättvänd, delar jag ej BESKOWS uppfattning. Utan jag vill göra gällande, att lagerföljden i stället är inverterad från kalkstenshorisonten norrut till och med södra delen av mesketamfibolitområdet i Mortotjäkko-fjället. Utgående från denna uppfattning bör konglomeratet, som för grönstensbollar av grönstenshorisontens sammansättning, ligga mellan grönstenen och kalkstensnivån. Detta är fallet å en lokal V om den av BESKOW omnämnda. De omständigheter, som komma mig att anse lagerföljden för inverterad, torde framgå närmare i det följande.

I den ovan omtalade bäcken Ö om Rajastjäkko är berggrunden rätt väl blottad från kalkstenshorisonten mot N. Sektionen i fig. 4 är mätt här.

Den sydligaste horisonten i sektionen utgöres av biotitkvartsfyllit med en nivå av konkretionsliknande eller körtelartade kärnhornblände-



Fig. 5. Kärnhornbländerika linser eller körtlar i biotitkvartsfyllitisk bergartsserie. Bäckskärning Ö om Rajastjälko. Inom den sydligaste horisonten av sektionen, fig. 4.

rika bildningar. Som synes å fig. 5, förekomma körtlarna ganska ore-gelbundet som rundade till elliptiska linser. Deras begränsning mot sidostenen är ej fullt skarp, och hornbländenälarerna visa en tendens mot koncentrisk anordning. Sådana och likartade bildningar ha träffats även annorstädes inom Södra Storfjället och Mesket-Gabbi-området. På grund av de flytande gränserna mot sidostenen kunna de ej representera konglomeratbollar av amfibolitisk grönsten, utan de synas ha fått sin nuvarande utbildning i samband med omgivande sedimentbergarts metamorfos. Inom de lägre metamorfa centrala delarna av Västerbottensfjällen, där sedimenten ej nått upp i biotit-kärnhornbländestadiet, synas de saknas. Inom Södra Storfjället finnas även här och var inom sedimenten konforma kärnhornbländerika, smala nivåer, som till sammansättning äro kärnhornbländekörtlarna mycket analoga. Även ha dessa nivåer oskarpa kontakter mot sidostenen. De torde därför ej representera lagerintrusioner utan utgöra genom metamorfosen bildade paraamfiboliter. Jag räknar även de ovan nämnda körtlarna som sådana paraamfiboliter. Fig. 6 visar ett par sådana körtlar, dels med oskarp begränsning, dels med rätt distinkt gräns mot sidostenen. Ibland synas små kvartsådror löpa genom körtlarna eller utmed kärnhorn-

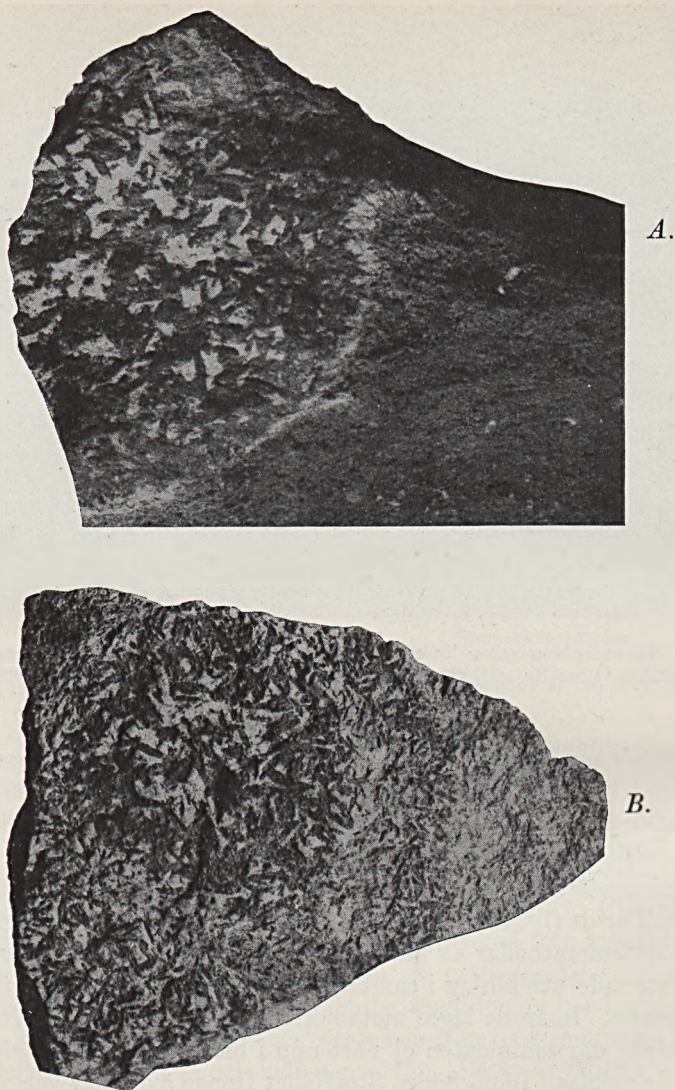


Fig. 6. Kärnhornblenderika körtlar från biotitkvartsfyllitserien. A förskriver sig från lokalen å fig. 5. Gränsen mellan körteln och sidostenen är rätt skarp. B är tagen från motsvarande serie längre västerut, vid Durjenjokk. Gränsen är här flytande. Sidostenen är i båda bergartsstyckena till höger.

bländeskikten, och det förefaller, som om dessa skulle ha ett visst genetiskt förband med samt befördra omkristalliseringen till paraamfiboliter hos de partier, som på grund av sin sammansättning ha förutsättningar härför.

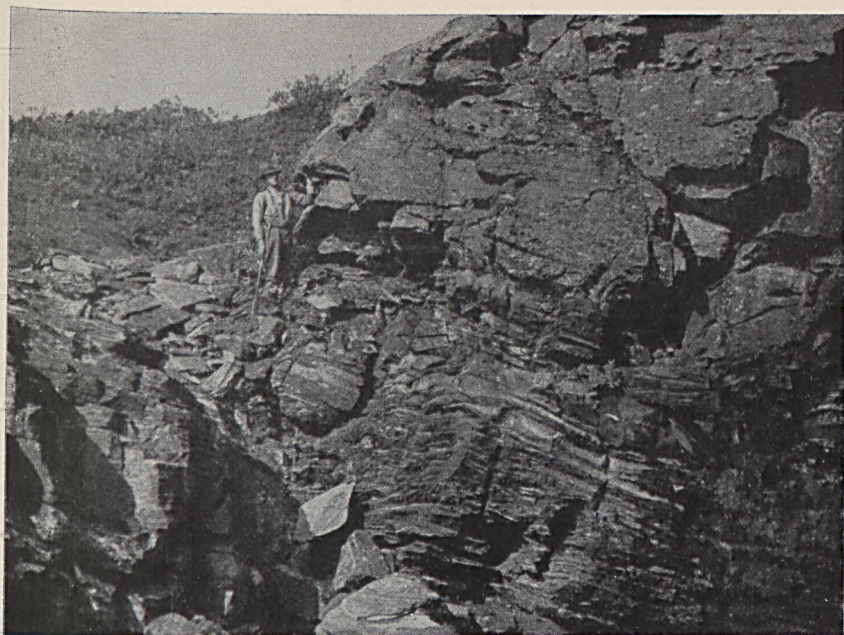


Fig. 7. Slätdalskalk med ovanliggande vojttjakonglomerat i bäckskärning Ö om Rajastjäkko. Se sektionen, fig. 4. Mannen håller handen vid kontakten mellan de båda serierna. Bergartsserien anses inverterad.

Nästa avdelning i sektionen utgöres av grå kärvfyllit till grov kalkfyllit c:a 18 m mäktig. Den följes av den förut omtalade kalkstensserien, som är marmoriserad med tätt liggande, tunna, vita marmorbankar, mellanlagrade av svartgrå, oren marmor. Mer märkliga nivåer finnas även inom serien. I de mörka bankarna påträffades fossil. Någorlunda bevarade voro endast stjäkleder av pelmatozoer. Kalkstensseriens mäktighet uppskattas till c:a 20 m.

Ovan kalkstensserien kommer ett typiskt vojttjakonglomerat. Kontaktzonen mellan kalkstensserien och konglomeratet synes å fig. 7. Det var här, som Beskow antagit en horisont av grönstenstuff. Konglomeratet är ett monomikt kvartsitkonglomerat med ungefär samma slags bolltyper, som jag beskrivit från typlokalen vid Vojttjajaure (9, sid. 277). Sedan följer en mindre väl blottad bergartsserie, först biotitfyllit, som går i kontakt med konglomeratet, sedan följa mörkgrå fyllitskiffrar. Längre mot N kommer grå biotitfyllit och biotitkvartsit med rätt spridda konglomeratbollar av amfibolit. Å fig. 4 betecknas avdelningen som konglomerat. Den följande avdelningen utgöres av mörkgrå glimmerfylliter. Skiktningen är här flerstades rätt tydlig.

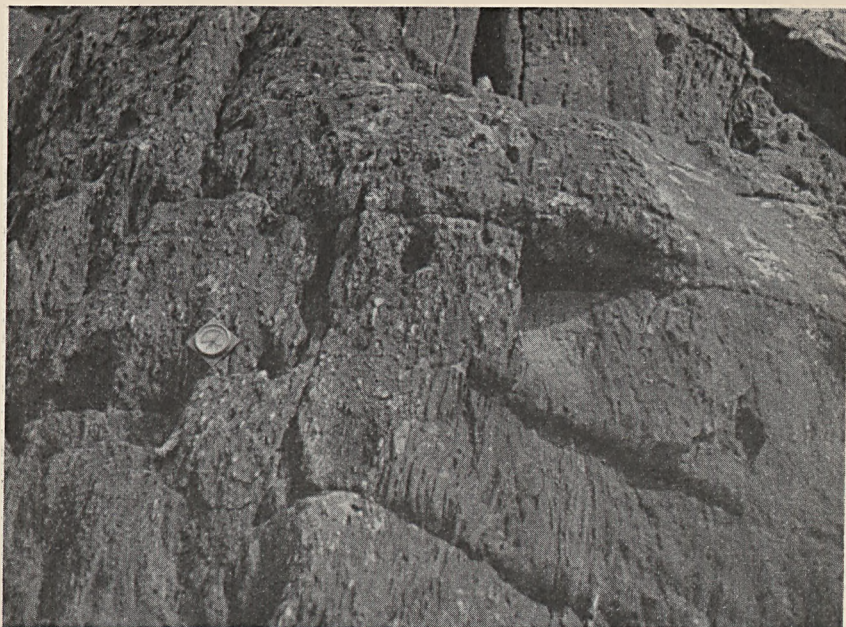


Fig. 8. Polymikt konglomerat från bäckskärning Ö om Rajastjäkko. Från nordligaste delen av sektionen, fig. 4.

Mäktigheten uppgår till c:a 60 m. Den följande skifferserien kan karakteriseras som mörkgrå till svartgrå fyllitlerskiffrar och biotitfylliter; mäktighet c:a 70 m. Polymikt konglomerat kommer som nästa led. Konglomeratet är rätt finbolligt, kalklinsigt samt fossilförande. Fossilerna sitta i kalklinserna samt äro omkristalliserade och ofta rätt pressade. Det ser ut att ha varit företrädesvis koraller, bl. a. tabulater. Men några bestämbara prov ha ej erhållits, om man bortser från stjäkleder av pelmatozoer. Bollmaterialet utgöres av huvudsakligen sandstenar och skiffrar, bl. a. noterades svarta skifferframgent med svart streck, ev. alunskiffer. Detta konglomerat skulle närmast kunna jämföras med polymikta gilliskonglomerat från centrala delen av Västerbottensfjällen, men jag har ej påträffat de kvartsalbitgranit- och kvartsalbitporfyrbollar, som i det senare området utgjorde en ej obetydlig komponent i konglomeratet. En typisk bild av det polymikta konglomeratet finnes å fig. 8. Mäktigheten uppskattas till 10—15 m. Det översta ledet i sektionen är en svartgrå, grov skiffer med kalklinser.

N om den rätt väl blottade sektionen äro mina observationer ej så rikliga. Stupningsförhållandena äro därjämte något mer varierande än inom sektionen. Uppskattningsvis anslår jag den följande sediment-

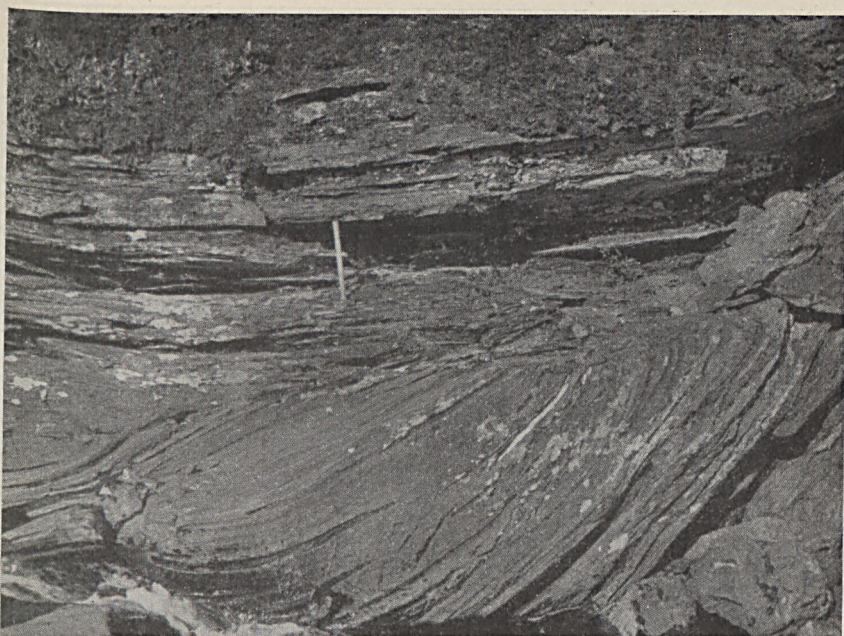


Fig. 9. Kontaktzonen mellan polymikt konglomerat, upptill, och kalkstensserien, nedtill, vid Durjenjokk, N om Ropens V del. Kalkstensserien bildar en tektonisk diskordans mot det ovanliggande konglomeratet, vars konglomeratstruktur ej framträder å bilden. Se närmare förklaring i texten.

seriens mäktighet fram till det primära liggandets mesketeruptiv till 450 å 500 m. Inom sedimentserien dominera mörkgrå biotitkvartsfylliter med nivåer av grå glimmerfylliter och kalkfylliter. En horisont av polymikt konglomerat, liggande ungefär mitt i sedimentserien N om sektionen, har även noterats. Den understa avdelningen i sedimentserien utgöres av kalkhaltig biotitkvartsfyllit, som alltså vilar direkt å mesketgrönstenarna.

Hela sedimentserien mellan vojttjakonglomeratet och mesketgrönstenarna blir enligt ovan ungefär 650—700 m mäktig, försåvitt ej lokala glidningar och sammanskjutningar i den mindre väl blottade undre delen av lagerserien ägt rum. Serien mellan vojttjakonglomeratet och mesketgrönstenarna motsvarar, vad jag inom centrala delen av Västerbottensfjälles berggrund sammanfört under beteckningen Gilliksserien.

Jämför man nu den ovan skildrade lägerföljden N om Ropen med den, som förut beskrivits från sektionen 6 km V om Gabbitoppen, falla de stora likheterna i ögonen. Inom båda områdena komma under vojttjakonglomeraten mäktiga serier av skiffrar och kvartsitbergarter med ett par mer markerade polymikta konglomerathorisonter.



Fig. 10. Veck i kalkstensserien vid Durjenjokk. De ljusa linserna äro ren kalksten, som är omgiven av mörkfärgade kalkfylliter.

Följes kalkhorisonten från den ovan beskrivna sektionen N om Ropen mot V, så kan stratigrafien snart kompletteras med tvenne nya avdelningar, dels en grönstenshorisont, som kommer N om kalkstenen, dels ett dåligt utbildat grönstenskonglomerat på gränsen mellan grönstenen och kalkstenen. Kvarsitkonglomeratet har kilat ut.

C:a $2\frac{1}{2}$ km V om sektionen har grönstenskonglomeratet övergått till ett polymikt sådant med bollar av grönsten samt olika slags sedimentbollar. De senare kunna nu i sin metamorfa dräkt karakteriseras som kvartsglimmerfylliter och kvartsiter.

Kontakten mellan det polymikta konglomeratet och kalkstenshorisonten är blottad i Durjenjokk, som rinner ut i Ropens nordvästra del. Den ifrågavarande lokalen ligger något mindre än en km N om sjön. I själva kontaktzonen äro bergarternas strukturförhållanden något anmärkningsvärda, se fig. 9. Kontakten går ungefär vid mellersta delen av den som skala använda hammaren. Konglomeratet intager övre delen av hällavsatsen, men konglomeratstrukturen synes ej å bilden. Vid hammaren och nedanför är kalkstensserien utbildad som märgelskiffer med smala kalkstensskikt. Vid första påseende ser det ut, som om den övre layerserien låge med vinkeldiskordans å den undre. En

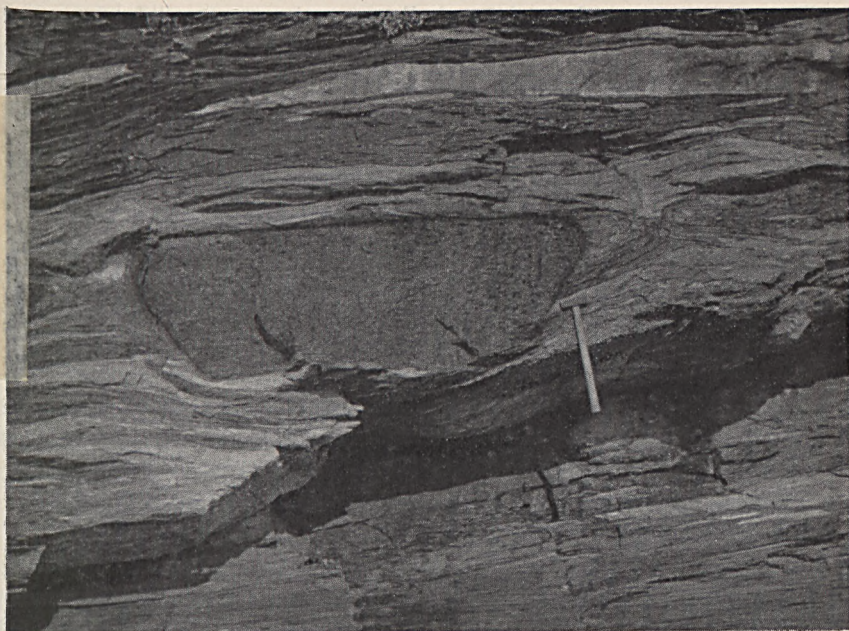


Fig. 11. Amfibolit, till vänster om hammaren, omgiven av kalksten. Vid Durjenjokk. De ljusa linserna och lagren representera ren kalksten i den eljest kalkfyllitiska karbonatserien.

närmare undersökning synes dock ge vid handen, att det är fråga om en tektonisk diskordans. Den vackra, linsformiga strukturen i kalkstensserien å bildens nedre del har blivit snedställd på så sätt, att de olika linserna nu ej ligga i rad efter varandra utan ha till en viss utsträckning glidit stjärt om stjärt. Det kommer till synes till vänster å bilden. Det är i samband med denna tektoniska deformation av linsstrukturen, som diskordansstrukturen torde ha kommit till utbildning.

Mellan konglomeratet och den diskordantdeformerade kalkserien kommer en bank, som är konform med konglomeratet men som till sin habitus och sammansättning är identisk med den nedanför kommande kalkserien. Å bilden står hammaren på bankens mitt.

Ett kort stycke mot V från den ovan nämnda lokalen vid Durjenjokk böjer kalkstensserien tvärt upp. Som synes å fig. 10, framträda kalkstensbankarna och kalkstenslinserna vackert som gråvita partier i den eljest mörkfärgade, mer kalkfyllitartade bergarten. Vecket är en tämligen lokal uppbuckling av lagerserien. Mot V till SV fortsätter sedan kalkstensserien, som BESKOWS karta visar, till V om sjön Rikker.

Trots att metamorfosen inom kalkstensserien är tämligen hög, har även vid Durjenjokk fossil påträffats, företrädesvis i de mörkare kalkstenarna, som ha en viss kolhalt. Bland fossilen är det dels tydliga stjälkleder av pelmatozoer, dels större, helt omkristalliserade fossil, som torde ha varit korallkolonier.

Å fossillokalen i Durjenjokk finns det inne i kalkstensserien en amfibolitlins, se fig. 11. Amfiboliten är tämligen grovkornig och skär av den linsstruktur, som även här finnes i kalkserien. Till höger om amfiboliten synes den avskurna linsen, och till höger om denna lins kommer nästa. Man torde av det ovan sagda få dra den slutsatsen, att amfiboliten representerar en eruptivgång, som slår igenom kalkstensserien. Amfiboliten är av en helt annan typ än de grönstenar, som uppbygga Mesketserien eller uppträda i vojtkjakonglomeratets liggande. Då kalkstensserien är av slätdalskalkens ålder, silurisk alltså, blir den grova amfiboliten representant för siluriska, basiska intrusiv. De likartade, grövre amfiboliter, som här och var påträffas inom fjällområdet på olika nivåer, torde därför räknas till yngre intrusiv, även om de ibland förekomma inom mesketgrönstenarnas utbredningsområden. När rörelsemetamorfosen blivit intensiv, så att de basiska eruptiven blivit kraftigt förskiffrade, torde det vara svårt att skilja mesketeffusiven från de senare grönstensintrusionerna. Detta är särskilt fallet inom Södra Storfjällets norra delar.

Vad beträffar de basiska eruptivbergarternas åldersförhållanden inom Södra Storfjället har min förestående utredning visat, att det finnes tre olikåldriga serier: Mesketeffusiven, som äro äldst men som ej kunnat direkt dateras genom fossilfynd; effusiven inom Gilliksseriens översta del, vilkas ålder genom fossilfynd både i hängandets och liggandets bergartsserier kunnat fastställas inom vissa gränser; samt slutligen de yngre intrusiven av silurisk ålder. De båda presiluriska effusivserierna kunna med stor sannolikhet anses som ordoviciska. Detta torde framgå genom min tidigare utredning från centrala delen av Västerbottensfjällen och de korrelationer, jag där framställt. Ytterligare stöd för deras ordoviciska ålder ha funnits i allmänna karaktären av de fossilfragment, som observerats inom de tvenne skildrade undersökningsområdena, samt i deras redovisade stratigrafiska förband med effusiven.

Rätt ofta möter man den åsikten, att grönstenarna inom fjällkedjezonen antingen äro av senkaledonisk ålder eller höra till fjällkedjesedimentens blottade underlag. Tidigare har svaret på en sådan kritik måst bli ganska utförlig med hänvisning till regionalgeologiska förhållanden och omständigheter. Med stöd av den ovanstående utredningen är det nu lättare att bemöta avvikande ståndpunkter genom att hänvisa till, att grönstensintrusiv blivit påvisade direkt inom fossilförande nivå

samt att grönstenslavahorisont kunnat inramas av yngre och äldre fossilförande sediment.

För att återgå till området N om Ropen, så ha förhållandena N om kalkstensstråket berörts men ej S om detsamma. Har området kring kalkstenen synklinal struktur, bör symmetri råda på båda sidorna av kalkstenen. Så är förhållandet i stort. Samma slags biotitkvartsiter och biotitfylliter finnes N som S om kalkhorisonten, men vissa karakteristiska horisonter som de polymikta konglomeraten äro ej observerade S om kalkstråket. BESKOW har ej heller sett till några. Nu är det dock så, att de polymikta konglomeraten N om kalkstråket tunna ut mot Ö. Jag håller för troligt, att de göra det även mot S.

Sommaren 1937 utförde T. DU RIETZ en del geologiska undersökningar inom Västerbottensfjällen därav även inom Södra Storfjället. Han har meddelat mig en del värdefulla observationer särskilt från trakten N och V om Ropen, vilka beröra stratigrafien N och S om kalkstensstråket, samt sammanställt en preliminär kartbild över Södra Storfjället, som jag fått taga del av. Den östligaste observationen förskriver sig från trakten V om Skidträsket. Ö om kalkstenen, som här stryker i N—S, kommer först hård, ljus kvartsit, förmodligen vojtjakvartsit. Kvartsiten är ganska mylonitiserad. Sedan följa mörk biotitkvartsit med amfibolitiska körtlar, mörk biotitfyllit, gråvackeartad sedimentbreccia, som nedåt utan gräns övergår i porfyritisk grönsten, ny horisont av polymikt konglomerat med underliggande porfyritisk grönsten, mörk biotitkvartsit med amfibolitiska körtlar, så mörka kvartsiter och fylliter med amfibolitinlagringar, antagligen intrusioner. V om kalkstenen kommer gråvackeartat konglomerat, följt av slaggig grönsten, gråvackeartad fyllit, amfibolit, mörk fyllit, fyllitglimmerskiffer och mörk kvartsit, polymikt konglomerat, jämte ytterligare ett antal nivåer. Från området V om Ropen c:a 2½ km V om Rikkersjön har DU RIETZ i det östvästligt strykande lagerkomplexet både N och S om ett mycket smalt kalkstensstråk påvisat vojtjakonglomerat och polymikt konglomerat samt biotitmetamorfa mörka kvartsiter och fylliter.

Det framgår av dessa observationer, jämförda med mina egna, att det väl finnes en viss symmetri på båda sidorna om kalkstensstråket men att spegelbildastratigrafi på båda sidorna om detsamma är sällsynt. Den bristande symmetrien på de flesta lokaler torde helt säkert ha sin orsak i den intensiva sammanveckningen av lagerserien, hos vilken utvalsade horisonter och tektoniserade zoner bära spår härom.

Inom Södra Storfjällets mellersta del finnes å BACKLUND—QUENSELS Västerbottenskartas kartans största mesketgrönstensområde. Å BESKOWS karta motsvaras det av basiska effusiv och

tuffer i amfibolitfacies. I själva verket finnes i detta område betydande förekomster av rena sediment. Det visar både DU RIETZ' och mina undersökningar. Exempelvis finnes i Mortotjäkkos nordvästra del kvartsit av vojttjakquartsitens typ, mot S avlöst av kalkrik skiffer, mot N följd av grönsten med agglomerat-konglomerathorisonter, sedan grova kvartsiter av gillikskvartsitens typ och så åter grönsten. Den delgivna detaljen torde bilda del av den mot S—SÖ överstjälpta synklinal, som det nämnda »grönstensområdet» mellersta del säkerligen bildar. Längs nordvästranden av det ovannämnda grönstensfältet å BESKOWS karta finnes ett ihållande konglomeratstråk, som BESKOW hänfört till vojttjakonglomeratet. På ett par lokaler finnes kalksten in-tecknad å kartan mellan konglomeratet och grönstenen—tuffen. Den norra av dessa lokaler har jag besökt samt uppmänt följande sektion i väl blottad brant sluttning. I SÖ kom nederst i branten grå, mjuk fyllit. Ovan den följde en smal horisont av grönstensförande konglomerat, som överlagrades av vojttjakquartsit med kvartsitkonglomerathorisonter. Mäktigheten å Vojttjaserien är betydande. Enligt en något osäker mätning uppskattades den till c:a 70 m. Kalkstenen ovan mot NV var blottad till c:a 16 m:s mäktighet. Området närmast mot NV var sedan utan observerade hållbrottningar. Denna sektion är, som synes, mycket analog med de sektioner, som uppmänts N om Ropen, men avviker från de tidigare uppgifterna om områdets stratigrafi.

Inom Södra Storfjällets norra del ha en del observationer även gjorts. Det var ett önskemål att söka utröna, hur olivinstenarna här förhölle sig till omgivande bergarter och särskilt till grönstenar av Mesketserien.

Enligt BESKOW uppträda olivinstenarna i stråk, åtföljda av grönstenar och graniter. Grönstenarna ansågos effusiva, medan icke blott graniterna utan även olivinstenarna hänfördes till kaledoniska intrusiv, som trängt in i ett redan isoklinalveckat bergartskomplex. BESKOW förmodar, att olivinstenarna intruderats i kontakt mellan mesketgrönstenarna och den »övre» kvartsitformationen. Men hans karta och text ge ej några belägg härför.

Enligt undersökningarna inom centrala delen av Västerbottensfjällen ha olivinstenarna trängt upp under ett långt tidigare skede än som BESKOW förmodat, t. o. m. före mesketgrönstenarna. I stället att som BESKOW anse lagerpacken isoklinalveckad före olivinstensintrusionen, anser jag, att olivinstenarna veckats tillsammans med omgivande bergarter och att, där olivinstenarna nu titta fram, vi ha kärnzoner av antiklinaler, där de äldre bergarterna kommit till synes. På grund av sin stora sammanhållning, sin seghet, samt genom sin egenskap att vid meta-



Fig. 12. Atoklintens olivinstensrygg, sedd från NV. Södra Storfjällets nordvästra del.

morfos utbilda särskilt talk och serpentin, som tjänstgöra som glid- och smörjlagar, ha olivinstenarna en utomordentlig förmåga att uppträda som tektoniska enheter med stor rörelseförmåga. Ursprungligen sammanhängande, kanske flackt kakformiga olivinstens kroppar torde vid sammanveckning i en omgivning av andra bergarter efterhand ha övergått i en serie linser, som i antiklinalzoner glidit upp ur sitt ursprungliga förband samt, då de genom denudationen preparerats fram i dagytan, synas uppträda som pärlbandslikt ordnade kupper.

Nu visa undersökningarna inom norra delen av Södra Storfjället, där olivinstenarna företrädesvis uppträda, att hela berggrunden blivit så intensivt sammanveckad, att man nästan överallt kan vänta sig mer eller mindre utvalsade, ibland även helt bortförda bergartsserier. Särskilt kring olivinstenarna, framförallt i olivinstensstråkens mellersta del, antyda undersökningarna, att förhållandena äro sådana.

En vad beträffar olivinstenarnas position inom stratigrafien rätt upplysande sektion har uppmätts från nämnda trakts västra del, från fjälltoppen Atoklinten mot SÖ. Atoklintens olivinsten höjer sig som en markerad rygg över den omgivande fjällslätten, se fig. 12. Dess norra del är överallt tillgänglig, medan dess sydsida utgöres av en brant bergvägg, som endast på enstaka punkter kan bestigas. Inom olivinste-

nen ger sig den intensiva tektoniseringen av bergarten överallt tillkännä. Fig. 13 visar den uppmätta sektionen.

Den grå, hårda kvartsiten i sektionens mitt representerar Vojtjaserien. I kvartsitens strykningsriktning mot SV och NÖ kommer kalksten, representerande Slätdalsserien. Vid Autjejaure i NÖ har jag påträffat samma slags fossil i denna kalksten som i den N om Ropen. Lerskiffrarna SÖ om vojttjakvartsiten i sektionen representera vid fortsatt jämförelse med stratigrafien inom centrala delen av Västerbottens-



Fig. 13. Sektion från Atoklinten mot SÖ. Södra Storfjällets nordvästra del.

fjällen Brokenserien. Och kalkfylliterna och de grå-gröngrå fylliterna i SÖ böra hänföras till Lövfjällsserien. Området SÖ om vojttjakvartsiten representerar en synklinial med centrum av lövfjällsfylliter, medan området i NV fram över Atoklinten utgör den följande antiklinalen. Grönstenarna i området mellan vojttjakvartsiten och olivinstenen ha inga observerade primära strukturdrag, med stöd av vilka jag kan avgöra, om det rör sig om mesketgrönstenar eller om intrusiva grönstenar. Den i kontakt med den övre grönstensavdelningen påträffade, förskiffrade graniten blir SV om sektionen bredare och nästan helt massformig. DU RIETZ har undersökt bergarten närmare samt betecknar den som en porfyrisk, mikroklinförande leucotrondhjemit.

Följes den sammanveckade bergartsserien mot NÖ, i strykningsriktningen alltså, kommer olivinstenen igen NV till N om Autjejaure. De båda stråk, i vilka olivinstenen här kan uppdelas, representera enligt min tolkning tvenne antiklinalzoner. I de sektioner, som jag uppmätt

här, har det endast i enstaka fall gått att få fram stratigrafiska ledhorisonter. Utan att gå närmare in på de insamlade mättningsresultaten i övrigt kan det kanske böra omnämnas, att typiska gillikskonglomerat och gillikskvartsiter påträffats i området samt att mikroskopisk granskning givit vid handen, att gillikskonglomeratet för bollar av kvartsalbitgraniter av den typ, som beskrivits från motsvarande bildningar inom centrala Västerbottensfjällen.

Som nämnts, räknar man med att Mesketserien rymmer ej blott basiska utan även intermediära och sura effusivbergarter. De senare anses ha en mycket begränsad utbredning. BESKOW har beskrivit sådana sura effusiv från Södra Storfjället, och jag har ansett det möjligt, att vissa finkorniga kvartskeratofyrer från de sydligare belägna Are- och Vardofjällen kunna höra till serien ifråga. De sura granit- och porfyrokorniga intrusiven inom de sistnämnda fjällmassiven ha även hänförs till mesketvulkanismen och rubricerats som ytliga lagerintrusioner. Granitbergarterna voro genomgående bundna till den stratigrafiska lagerpackens undre del, i allmänhet till mesketgrönstenarnas utbredningsområden. Några bindande bevis ha dock ej lämnats för deras åldersställning.

Vid en våren 1935 företagen granskning av insamlade prov av sura eruptivbergarter från Frostviksområdet inom nordligaste Jämtland kom jag att något syssla med deras åldersförhållanden. Bergarterna hade av DU RIETZ förmodats delvis representera sura effusiv och tuffer av kvartskeratofyrisk sammansättning (5). Men vid min granskning kunde fastställas, att de voro av precis samma karaktär som de säkert intrusiva »kvartsalbitporfyreerna» inom Are- och Vardofjällen. Frostvikens intrusiva kvartskeratofyrer, kvartsalbitporfyre och leucotrondhemitiska graniter, som lågo rätt högt upp i lagerpacken, ovan Vojtjaserien, voro alltså av silurisk ålder. Vid förnyad granskning av Frostvikens berggrund har DU RIETZ accepterat samt ansett sig kunna fastslå keratofyrbergarternas intrusiva karaktär samt siluriska ålder (7). Ett fortsatt hänförande av Arefjällets och Vardofjällens liksom Södra Storfjällets sura intrusivbergarter till mesketvulkanismen torde efter det, som anförts i det föregående, vara underkastat tvivelsmål. Möjligen äro samtliga sura intrusiv där av silurisk ålder.

De åldersgrupper grönstenar, som särskilts inom Södra Storfjället, finnas naturligtvis även representerade inom andra delar av Västerbottensfjällen, både inom de lågmetamorfa och de högkristallina områdena.

Vad de ordoviciska effusiven beträffar, förekomma uppgifter om deras utbredning i denna uppsats och i min avhandling över Björk-

vattnet—Virisen-området. Det fanns anledning antaga, att de ej blott förekommo inom fjällområdets mellersta och västliga delar utan att de även ingingo som led i de högkristallina amfiboliterna i den östra högfjällszonen. De siluriska basiska intrusiven ha påvisats i Södra Storfjället samt i spridda förekomster mot S över Arefjället och Vardofjällen (9) samt vidare över Lasterfjället till Västerbottensfjällens sydvästra del. A. HÖGBOM har där på ett tidigt stadium av fjällundersökningarna framhållit deras intrusiva karaktär inom fyllitavdelningen ovan kalkstens—kvartsitkonglomeratnivåerna (8). Även torde amfiboliterna i sevezonen i icke ringa utsträckning utgöras av siluriska intrusiv med primärt gabbro- och diabaskornig struktur. De som »postorogena diabaser» å berggrundskartan över Västerbottensfjällen betecknade diabaserna i Vinevare och längre söderut ha vid mina undersökningar 1928 och även 1936 befunnits utan gräns gå över i amfiboliter av s. k. gardfjällstyp. Diabaserna representera därför endast väl bevarade partier av de vanligen till amfiboliter omkristalliserade basiska eruptiven samt äro ej yngre än fjällkedjeveckningen.¹ I samma riktning peka mina undersökningar inom de östra amfiboliternas fortsättning mot NÖ, i de sydöstra delarna av Norrbottensfjällen, där jag flerstädes kunnat påvisa rätt väl bevarade partier, där diabasstrukturen är tydlig liksom den successiva övergången från diabas-diabasporfyrit till rätt grov amfibolit.

Sveriges Geologiska Undersökning.

Citerad litteratur.

1. BACKLUND, H., och QUENSEL, P., Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. S. G. U. Ser. Ca. N:o 21. Tavla 1.
2. BACKLUND, H., Yttrande med anledning av T. DU RIETZ föredrag om en berggrundsprofil från Frostviken. G. F. F. Bd 57. S. 681—682.
3. —, och QUENSEL, P., Meddelande om Mesketseriens ålder. G. F. F. Bd 58. S. 438.
4. BESKOW, G., Södra Storfjället im südlichen Lappland. S. G. U. Ser. C. N:o 350.
5. DU RIETZ, T., Peridotites, Serpentes, and Soapstones of Northern Sweden. G. F. F. Bd 57. S. 133—260.
6. —, En berggrundsprofil från Frostviken. G. F. F. Bd 57. S. 676—681.
7. —, Något om de stratigrafiska förhållandena inom Frostvikens köli-skiffrar. G. F. F. Bd. 58. S. 425—438.
8. HÖGBOM, A., Stekenjokk—Remdalens malmtrakt. S. G. U. Ser. C. N:o 329.
9. KULLING, O., Bergbyggnaden inom Björkvattnet—Virisen-området i Västerbottensfjällens centrala del. G. F. F. Bd 55. S. 167—422.
10. QUENSEL, P., Nya problem inom Västerbottens fjällområden. G. F. F. Bd 44. S. 674—677.
11. —, En fjällexkursion längs Tärnaleden sommaren 1931. G. F. F. Bd. 53. S. 542—547.

¹ Enligt A. HÖGBOM finnes en olivindiabasporfyrit V om de ovan nämnda diabaserna, vilken genom sitt uppträdande visat sig vara yngre än alla andra basiska eruptiv inom Västerbottens fjällområde (8).

Zur »Granitisationstheorie«.

Eine Verdeutlichung

von

H. G. BACKLUND.

Einleitung.

(Manusk. eingegangen $\frac{2}{3}$ 1938.)

Es dürfte wohl kaum ein zweites präkambrisches Areal von der Gröszenordnung von Fennoskandia existieren, von dem eine ähnlich grosse Anzahl und Auswahl von vollständigen Gesteinsanalysen, also von exakten zahlenmässigen Daten der chemischen Zusammensetzung ihrer fundamentalen Bausteine vorliegt. An erster Stelle steht in dieser Beziehung Schweden, das nicht nur die absolut höchste Zahl von Gesteinsanalysen aufweist, sondern auch, dieselben auf eine Einheit des Landesareals berechnet, allen übrigen Ländern, die sich in Fennoskandias Erstreckung teilen, vorangeht. Zudem sind die Zahlenreihen seit neulich recht übersichtlich und bequem zugänglich zusammengestellt und geordnet worden (24). An zweiter Stelle kommt in dieser Hinsicht Finnland, das ebenfalls das entsprechende Material in ähnlich übersichtlicher Aufstellung der Allgemeinheit leicht zugänglich gemacht hat (25). An dritter Stelle dürfte der russische Anteil von Fennoskandia stehen, doch sind von dort die Anfänge einer Zusammenstellung weder ebenso vollständig noch entfernt ebenso leicht zugänglich (35) wie die von den vorhin genannten Anteilen. Norwegen hat den geringsten Anteil von fennoskandischem älteren Präkambrium inne, kommt auch sowohl absolut als relativ, was entsprechende Analysenzahl betrifft, an letzter Stelle; dieses ist jedoch leicht verständlich, da das Land in über $\frac{3}{4}$ seines Areales wichtigen und auch in praktischer Hinsicht massgebenden Arbeiten innerhalb jüngerer geologischer Bildungen nachgehen musste. Auch fehlt es von dort an einer entsprechenden Zusammenstellung der existierenden Analysenzahlen, ein Nachteil, den das z. Z. wachsende Interesse an den präkambrischen Bildungen sowohl des Süd- als auch des Ostlandes sicher mit gewohnt zielbewusster Problemstellung ausmerzen wird (7).

Der Verfasser hat es nun unternommen, diesen Schatz exakten Wissens soweit wie möglich auszubeuten, ihn aus Archiven heraus in die weiteren geologischen Feldzusammenhänge zurückzusetzen, erstmalig zur Beleuchtung des Verlaufs greifbar in Erscheinung tretender feldgeologischer Reaktionen (2). Denn ohne diese zahlenmässige Beleuchtung an einigen markanten, zugleich auch frappanten Feldbeispielen schien eine weitere und breitere Ausnutzung des reichen Materials aussichtslos. Nebenbei wurden grössere regionale Einheiten des präkambrisch-fennoskandischen Gebiets ausgeschieden, um Vergleichen innerhalb wirklich Vergleichbaren den Weg anzubahnen. Es ergab sich daraus die Erkenntnis, dass die ausgeschiedenen regionalen Einheiten sehr ungleich und ungleichmässig mit Analysenzahlen belegt waren, dass eine zentrale (orogene) Einheit, nämlich die älteren Svekofenniden, über das dichteste Netz von chemischen Daten verfügte. Daraufhin wurde, zweitens, der Versuch unternommen, innerhalb der zentralen, älteren Svekofenniden eine auf den Analysenzahlen fussende, statistisch-feldgeologische Aufstellung durchzuführen, die ev. in genetischer Beziehung über die möglichen verschiedenen Relationen der bereits makrogeologisch und kartographisch erkennbar differenten Anteile der Svekofenniden Auskunft ergeben sollten. Trotz des in statistischer Beziehung doch noch vielleicht unzureichenden Materials gelang der Versuch über Erwartung; er bestätigte die aus feldgeologischen Gründen extrapolierte regionale und genetisch differente Stellung der behandelten Anteile innerhalb des Systems der Svekofenniden (3). Dann wurde, drittens, das System der Untersuchungen auf eine jüngste präkambrische Gruppe von Gesteinen in markanter geologischer Stellung innerhalb von Fennoskandia ausgedehnt: auf die Gruppe der posttektonischen jotnischen Gesteine. Auch diese Untersuchung zeitigte zahlenmässig befriedigende und genetisch deutbare Resultate, die mit denen der feldlich greifbar beobachteten Reaktionen der ersten Untersuchung in guter Übereinstimmung standen (4). Die genannten Untersuchungen wurden ohne Rücksicht auf die jeweiligen Landesgrenzen ausgeführt.

Diese feldliche Auseinandersetzung mit Hilfe des archivierten Zahlenmaterials hat, wie zu erwarten war, scharfe Opposition erregt. Dr. N. H. MAGNUSSON (1) hat sich zu den ersten beiden Untersuchungen (2, 3) geäussert, während Dr. H. v. ECKERMANN (12) bereits zu den Andeutungen (3) der dritten Untersuchung (4) das Wort ergriffen hat. Die erste Kritik (1) wendet sich weder gegen die Zahlenreihen, noch gegen die Berechnungsmethoden oder das eigentliche Belegmaterial des Verfassers, sondern lehnt die »Granitisation« in dem, was die ältere Etappe der Entwicklung (»Urgranite«, »Urgneise«, »Granitgneise«)

des »Magmaaufstiegs« betrifft, schlankweg ab. Für die jüngere Etappe gibt die Kritik nach einigem Zaudern eine »Granitisation« (= Migmatitbildung) des vorexistierenden Gebirgsgrundes zu, verlegt sie aber für den schwedischen Anteil der Svekofenniden in unbekannte Tiefen unter den jetzigen Tagesschnitt (vgl. 1, Fig. 4), an dem nur echtmagmatische Intrusionen auftreten sollen. Neue Daten werden nicht veröffentlicht, bereits im Druck vorliegende, vom Verfasser mehr oder weniger voll berücksichtigte Lokalbeschreibungen werden zitiert und einige noch nicht veröffentlichte derselben Art unter spezieller Beleuchtung besprochen. Auch die Resultate des Versuchs der Aufteilung der Svekofenniden verwirft die Kritik mit diffusen Begründungen, die den sonstigen eigenen Ausführungen z. T. widersprechen.

Die zweite Kritik Dr. v. ECKERMANN'S (12) liefert wertvolles Neumaterial, das, in dem Sinne des Verfassers berechnet, zu des Kritikers eigener Überraschung »Granitisations«-Zahlen (im Sinne der gegenw. Verfassers) derselben qualitativen und quantitativen Ordnung gibt, wie sie der Verfasser für grössere Areale und an reicherem Material, jedoch vielleicht mit minderen Präzisionsansprüchen errechnet hat (4). Wie weit dieses zu Gunsten oder zu Ungunsten des Verfassers spricht, ist an anderer Stelle ausgeführt worden (5).

Zur Methodik.

Bevor zur Gliederung und Abwehr der Kritik MAGNUSSON'S geschritten werden kann, ist es notwendig, einige Begriffe und Prinzipien festzulegen, deren sich der Verfasser als Hintergrund seiner Untersuchungen bedient hat. Da jene in dem Anteil, in dem sie Gültigkeit und Anwendungsmöglichkeiten haben für das ältere Präkambrium und für den Werdegang seiner Gesteine, noch keineswegs in dem allgemeinen geologischen Bewusstsein gefestigt sind, ist eine kurze Auseinandersetzung notwendig.

Die aktualistische oder uniformistische Arbeitsweise ist sehr frühzeitig von J. J. SEDERHOLM in das präkambrische Grundgebirge, und zwar in die älteren Svekofenniden eingeführt und deren Bedeutung von ihm immer und immer wieder betont worden. Ihre Gültigkeit für das fennoskandische Grundgebirge dürfte wohl kaum von irgendwelcher Seite nunmehr bezweifelt werden. Auch in ihrem biologischen Anteil an dem Aufbau der Gesteine hat SEDERHOLM ihre Bedeutung wiederholt unterstrichen und ist hierin, selbst in betreff der ältesten Anteile in Finland, jüngst von LAITAKARI (22) kräftig sekundiert worden.

Des ersteren Untersuchungen (33) sowie die Bestätigungen ESKOLAS (15) haben ferner, nach demselben Prinzip vorgehend, nahegelegt, dass Klimaschwankungen, ev. von der Amplitude Eiszeit—Gegenwart, auch dem älteren Fennoskandia nicht fremd waren. Ferner zeigt die regionale Verbreitung echter, nicht dedolomitisierter Kalksteine, die Art ihrer Assoziierung im Felde mit echten Dolomiten (z. T. umgewandelten) und dolomitischen Kalksteinen, nach Abzug ev. späterer (»metasomatischer«) Mineralaufprägungen und Gesteinsassoziationen, derart grosse Übereinstimmung mit faziell äquivalenten Bildungen jüngerer, paläontologisch gut datierbaren Ablagerungen, dass an eine gleiche oder ähnliche Herkunft wohl kaum gezweifelt werden kann. Es ist nunmehr vielleicht bereits eine müssige Frage, wie gross, oder eher, wie klein die Differenz des biologischen Anteils an dem Aufbau der dominierenden Leitgesteine in jenen entfernten Zeiten, verglichen mit jungen und jüngsten Zeiten, sein kann. Nachdem die absoluten Zeitbestimmungen die Rahmen der zeitlichen geologischen Einteilung Fennoskandias geliefert und gezeigt haben, dass die Svekofenniden im Zeitraum des geologischen Daseins der Erde eine Stellung ungefähr dem Mittelalter entsprechend einnehmen (16), erscheinen diese Beobachtungen und die daraus gezogenen Schlüsse kaum mehr besonders befremdend.

Das Evolutionsprinzip ist zuerst von WEGMANN (40) auf das präkambrische Grundgebirge Fennoskandias angewandt worden. Durch Untersuchungen an verschiedenen Lokalen Finnlands hat er zeigen können, dass die Etappen der Faziesverschiebungen innerhalb bestimmter Abschnitte der ältesten Sedimente Finnlands vollkommen analog sind denen der Evolutionsphasen jüngerer Geosynklinalen. Dergleichen hat er nachweisen können, dass der Gang der Deformationen verschiedener Anteile des Gebirgsgrundes von Finnland dieselbe qualitative und quantitative, zeitlich-energetische Anordnung zeigt, wie sie die verschiedenen orogenen Phasen in den jüngsten Gebirgen entwickelt haben. Ferner hat er konstatieren können, dass basischer (ophiolithischer, basaltischer) Vulkanismus, ev. mit korrelaten Tiefenäquivalenten, ähnliche zeitliche und materielle Etappen der Förderung entwickelt, wie sie aus jüngeren Gebirgsketten schon seit längerer Zeit bekannt sind und neulich für die Alpen in der Trias-Jura, in der Kreide (= Flysch), im Tertiär (= Flysch z. T., Molasse z. T.) von KOSSMAT (19) kurz zusammengefasst wurden. Ferner hat er den zyklischen Verlauf all dieser Erscheinungen innerhalb verschiedener Abschnitte Fennoskandias, spez. Finnlands nachweisen können, das Abrollen nach einander all dieser Etappen mit ihren lokalen Varianten, trotz oder

im Verein mit Interferenzen lokaler und regionaler thermischen Mobilisierungen, verfolgen können.

Der Begriff der *G r a n i t i s a t i o n* grösserer oder kleinerer Anteile präexistierender Gesteinsserien wurde zuerst von SEDERHOLM entwickelt. Der Begriff zielte ursprünglich auf die jüngeren Granite (der zweiten Gruppe) der Svekofenniden, die Hangögranite, und baute auf der Beobachtung, dass älteres Kristallin, hauptsächlich wohl »Urgranite« (= erste Gruppe), ohne scharfem Intrusionskontakt von jüngeren (des öfteren roten, etwas kalibetonten Mikroklin-)Graniten ersetzt wurde, und dass in diesem Fall basische Gänge, die ev. das ältere Gestein durchsetzten, bei dem Ersatzakt teils ungestört und nur leicht von aussen granitintrudiert weiterexistierten, teils in Bruchstücke von reihenförmig in alter Richtung orientierten Basiten aufgelöst wurden (»Agmatite« z. T.). Da es sich um Regeneration eines vorexistierenden (Prim-)Granites handelte, wurde folgerichtig für den Prozess der Ausdruck *P a l i n g e n e s e*, für seine Produkte, die (Ser-)Granite, die Benennung *M i g m a t i t e* oder *M i g m a t i t g r a n i t e* geschaffen. Da ausser dem (Prim-)Granit auch älteres, mit ihm im Verband auftretendes Schiefermaterial demselben Prozess zum Opfer fiel, wurde vielfach diffus, auch von Seiten SEDERHOLMS, von Granitisation (ev. Anatexis) gesprochen. Der Verfasser hat als erster den Akt der *G r a n i t i s a t i o n* für die Bildung auch der älteren (Prim-)Granite verantwortlich gemacht, indem er sich teils auf die Beobachtung reliktscher Sediment- (und Faltungs-)Strukturen, sowie von regional orientierten Einschlüssen und Einschlussreihen innerhalb von älteren (Prim-)Graniten stützte, teils die regionale Lage und Orientierung der älteren Graniteinheiten in Betracht nahm, teils auch Parallelen und Analogien betreffs der Primgranite innerhalb des Kaledons von Ostgrönland und ihr Verhalten den normalen Sedimenten gegenüber zum Vergleich heranzog; teils schliesslich trug zu diesem Schritt die wenig beachtete Beobachtung bei, dass in den Sergraniten (2:te Gruppe = Hangögranite) oftmals zwei verschiedenartige, d. h. verschieden kräftig von seiten des Migmatits beeinflusste basische »Gangsysteme« ursprünglich wohl sehr nahestehender Zusammensetzung auftraten, die also beide älter als die eigentliche (späte) Migmatitbildung waren. Für die Migmatitbildung (Sergranite) im Sinne SEDERHOLMS entwickelte sich leichtverständlich der *I c h o r b e g r i f f* als des »granitischen Safts«, der in der reichlichen Entwicklung von Pegmatiten im Verband mit den Graniten der zweiten Gruppe seinen Ausdruck fand. Dem Granitisationsakt der älteren Gruppe, im Sinne des Verfassers, fehlten die Pegmatite fast vollständig, was auch nur unter den genannten genetischen Gesichtspunkten plausibel erscheint: vorausgesetzt, dass

die Granitisationsstoffe (= »Emanation« von HOLMES (18), REYNOLDS (30), QUIRKE (28), COLLINS (8), u. a.) in beiden zeitlich von einander getrennten Akten qualitativ ähnliche Zusammensetzung hatten und dass in ihnen die Alkalien eine bedeutende Rolle spielten (vgl. »Alkali-metasomatose«, »Albitisierung«, »Serizitisierung«, »Natriumdämpfe« usw. gewisser alpiner und anderer Verfasser), so fanden sie beim ersten Aufstieg fast nur an Alkalien arme und verarmte Gesteine und Sedimente vor und wurden unmittelbar an sie im Ausgleich gebunden; beim zweiten, jüngeren Aufstieg war Alkalibindung (= Feldspatiation) des (gefalteten) Gebirgsgrundes in grossen Teilen vollendet, die spätere »Emanation« vollführte eine Komplettierung, der Überschuss mobilisierte sich mit Teilanschluss der Umgebung als Pegmatite. Es kann wohl kaum in SEDERHOLMS ursprünglicher Auffassung eine Identifizierung des »Ichors« mit den Pegmatiten s.str. gelegen haben, sie dürfte wohl später von aussen hinzugekommen sein. Wenn also an einem Unterschied zwischen Granitisation und Migmatitbildung festgehalten werden soll (was der Verfasser in früheren Veröffentlichungen nicht strikt getan hat), so mag, trotzdem die Etappen der Entwicklung in beiden Fällen einander überaus ähnlich sein können (vgl. Schema S. 271 in 2), die oben angeführte Bezeichnung und Definition dem Tatsachenbestand am besten entsprechen; denn jeder jüngere selbständige »Emanationsaufstieg« innerhalb derselben regionalen geotektonischen Einheit scheint die jeweiligen Produkte chemisch und mineralogisch immer weiter von »normalen« Graniten zu entfernen.

Die Granitisation wurde ursprünglich von Seiten SEDERHOLMS als ein exklusiver und speziell dem ältesten Präkambrium eigentümlicher Vorgang aufgefasst. Erst spät konnte festgestellt werden, dass sie auch in jüngeren Gebirgen, falls durch Erosion genügend aufgeschlossen, in den Kaledoniden (39), in den Variskiden (32), in den Alpen (11) und sogar sonstwo im Tertiär (29), ausgiebig und sogar regional entwickelt ist. Sie schliesst sich also, obgleich nicht direkt ad oculos in ihrem Werdegang beobachtbar, den beiden vorhin genannten Sätzen ebenbürtig an (41). Doch um sie zu verstehen und in die Details ihrer Entwicklung eindringen zu können, müssen die beiden erstgenannten vollauf berücksichtigt und in ihrer breiteren und engeren räumlichen Auswirkung untersucht werden innerhalb der regionalen geotektonischen Einheit, der die in Frage kommende Granitisation angehört. Eine Granitisation oder ihre Spuren in dem Tagesschnitt älterer präkambrischer Gebirge glattweg zu verneinen führt zur Absage von den beiden Leitsätzen der geologischen Forschung, dem Aktualitätsprinzip und dem Evolutionsprinzip, und damit zum Verzicht auf jegliche sichere Wegleitung innerhalb des Präkambriums.

D a s M a t e r i a l.

Es wurde im vorigen Abschnitt vieles in möglichster Kürze wiederholt, was in den früheren, jetzt der Kritik unterworfenen Abhandlungen (2, 3) bereits recht ausführlich besprochen worden ist.¹ Es sind dies Prämissen, an denen man nicht vorbei kann, soll man von den Svekofenniden, ihren schwedischen Anteilen, der svionischen und anderen Serien, eine einigermaßen konkrete und konsequente Vorstellung erhalten als von einem alten Faltengebirge, das in sehr stark denudiertem Zustande sich an der heutigen Oberfläche präsentiert und dem ein regelrechtes svekofennisches Geosynkinalstadium, wie man es für die mehr erforschten jüngeren und jüngsten Gebirge auch heute noch postuliert, vorangegangen sein muss. Eine Geosynklinale als Sedimentationsraum auf weichender Unterlage entwickelt die bekannten Faziesunterschiede, die sich nach der WALTHERSchen Regel horizontal und vertikal ablösen. Beim Eintritt der ersten Revolutionsphase verschärft sich der vertikale Fazieswechsel, beiläufig mit Eingriff von basischen Vulkaniten und mit (lokalen) Unterbrechungen der Sedimentation. Auf diese beiden Beobachtungen stützt sich ursprünglich der Begriff einer Formation oder (wenn wenig sicher abgegrenzt) einer Serie.

Im schwedischen Anteil der Svekofenniden zeigt der heutige Tageschnitt rein statistisch eine beträchtliche und mengenhaft lokalisierte Ausbreitung von Tiefengesteinen — Graniten mit untergeordneten, ursprünglichen, älteren Oberflächengesteinen (echten Sedimenten und Vulkaniten) und Tiefenbasiten, das Upsalagebiet. Ein zweites Areal zeigt mengenmässig dominierend Gesteine unsicherer Herkunft in stark metamorpher Tracht (Granatgneise), wohl vornehmlich einer ursprünglich sedimentären Folge (mit spärlich eingeschalteten Vulkaniten) aufgeprägt, die von »echten« Graniten in untergeordneter Menge begleitet werden, das Sörmlandgebiet. In einem dritten Areal dominieren echte Suprakrustalgesteine, saure Vulkanite (»Leptite«) und echte Sedimente, beiderlei in weniger metamorphem Gewande als die vorhin genannten Gneise, mit rel. untergeordneten Graniten und Tiefenbasiten, das Bergslagengebiet oder die ursprüngliche svionische Serie. Seit altem sind diese drei Gebiete geologisch auseinandergehalten und auf der Nordenkarte von GAVELIN und MAGNUSSON durch gänzlich verschiedene Bezeichnungen markiert worden. Jetzt erklärt aber MAGNUSSON betreffs der Sörmlandserie (1, s. 539): »Es giebt nichts was ihre Abtrennung als besondere Formation [der Verfasser giebt sie an als

¹ Es musste dieses auch deshalb geschehen, um verdeckten Andeutungen nicht berücksichtigter Prioritäten — trotz sehr ergiebigen Zitierungen — zu begegnen (vgl. v. ECKERMANN 12, S. 523.)

»Serie«, vgl. 3, S. 244] mit anderer stratigraphischer Lage als in Upland und in Bergslagen berechtigt.» Stratigraphische Belege sind Leptite (Vulkanite!), analoge Eisenerze und Kalke hier und dort, ganz abgesehen von nicht vergleichbaren Mächtigkeiten. Die Differenz der gegenwärtigen Gesteinstracht (von Sörmland) wird etwas diffus damit erklärt, dass »vom Standpunkt der Metamorphose [es] eine andere und tiefere Lage eingenommen hat als die beiden übrigen Gebiete, während gleichzeitig stratigraphisch höhere Teile der Leptitformation ein grösseres Areal einnehmen als in Upland und im eigentlichen Bergslagen.«¹ Um die tiefere Lage zu gewinnen, müssen also die Sörmland-Muttergesteine entweder besser faltbar oder weniger mächtig gewesen sein, oder aber das faltbare Liegende eines mächtigeren wenig faltbaren Sedimentkomplexes eingenommen haben; die Uplandgesteine aber weniger faltbar, jedoch bedeutend leichter granitpermeabel als die beiden vorgenannten gewesen sein; die Bergslagengesteine schliesslich weniger faltbar und wenig granitpermeabel. Das sind Differenzen, die nicht allein durch sekundäre Lageverschiedenheiten gedeutet werden können, sie müssen auch von primären (Fazies-)Unterschieden bedingt sein, die auch nur allein das verschiedene Verhalten Vererzungen gegenüber erklären können. Wenn dazu noch berichtet wird, dass die Sörmland-Gneise unter das eigentliche Bergslagen untertauchen und keinerlei Anzeichen einer tektonischen Superposition genannt werden, im Gegenteil, Andeutungen einer (primären stratigraphischen?) Diskontinuität (»Vergrößerung des Gesteins«) gemacht werden, wenn schliesslich aus der unterdessen zugänglich gemachten (15 Febr. 1938 in Upsala), von MAGNUSSON zitierten Kartenblattbeschreibung (26) hervorgeht, dass ein extremes Flyschgestein (die »Larsbo-Serie«), das als das Muttergestein der Sörmland-Gneise bezeichnet wird, den Bergslagen-Gesteinen der normalen Flyschentwicklung konkordant(?) mit Bodenkonglomerat aufrucht, also, wie daraus folgt, die stark metamorphen Sörmland-Gneise ihre eigenen Liegendgesteine unterteufen, so wird man über die Art der Beweisführung stutzig. Zur Stärkung des materiellen Beweises wird nicht einmal der Versuch gemacht, die Analyse des authentischen Larsbo-Gesteins mit denen der Sörmland-Gneise zu vergleichen, sondern es genügen in den meisten Fällen allein Vermutungen. Stutzig wird man ebenfalls, wenn man erfährt, dass die gleiche erzführende Formation und die gleichen Gesteine den Untergrund des eigentlichen Bergslagens, Uplands und Sörmlands aufbauen, und dann die entsprechenden Teile auf der Übersichtskarte und den Kartenblättern

¹ Gesperrt von MAGNUSSON I, S. 540.

studiert. Dass in einem Falle die ausserordentlich mächtige Suprakrustalformation (Vulkanite + Sedimente) bis auf rel. geringfügige Reste entfernt, versenkt oder assimiliert wurde; im zweiten Fall, innerhalb desselben Gebirges dieselben Bildungen in ungefähr demselben Ausmasse zu Granatgneisen überführt wurden, heisst doch wohl ein wenig hohe Anforderungen auf die selektive Tätigkeit gesteinsbildender Vorgänge mit Hinsicht auf postuliertes gleiches Substrat zu stellen. Denn mit der vermeintlichen stratigraphischen Parallelisierung von Vulkaniten und sedimentogenen Metamorphiten, auch wenn sie eisen-erzführend sind, über grössere Areale und tektonische Diastrophismen hinaus dürfte es wohl nicht so genau sein, wie es vor etwa 70 Jahren angenommen wurde, trotz der »niveaubeständigen« Gruppierung von »Kali-Intermediär-Natronleptiten«, die ja doch ungeachtet aller primär verschiedenen genetischen Auffassungen als sekundäre (»metasomatische«) Metamorphite definiert werden müssen. Denn auch vor ebensoviel Jahren wurde »Flysch« als stratigraphisches Niveau erfasst, während es jetzt feststeht, dass seine wahre stratigraphische Amplitude bis zu 2 »Formationen« und mehr an verschiedenen Stellen desselben Orogens, vergleichsweise zusammengestellt, durchlaufen kann.

Doch wenn von der Verworrenheit in der Beweisführung (vgl. oben) der Kritik abgesehen wird, so geht aus den Betrachtungen hervor, 1) dass betreffs des Materials die ehemalige Geosynklinale, soweit heutige Felderfahrungen reichen, zu Beginn angeblich gleichartige Gesteine enthalten habe, dass diese also einer und derselben Faziesausbildung angehört haben sollen; 2) dass eine hangende »Larsbo-Serie« faziell unterschieden werden kann, die ev. grosse Teile der normalen Bergslagen-Abfolge (= svionische Serie) im Sörmland-Gebiet ersetzt haben soll, als o d o c h primäre, regionale Faziesunterschiede in der Geosynklinale vorgelegen haben; 3) dass für eine »Formationseinteilung« des schwedischen Anteils der Svekofenniden keinerlei Berechtigung vorliege. — Nun gehört es zur Sache, dass der Verfasser im Schlusstück über die Einteilung der Svekofenniden (3, S. 244) von Serien spricht (vgl. Larsbo-Serie oben), nicht von Formationen, und ihre gegenseitige Lage im Sinne der WALTHERSchen Regel sowohl in der Horizontalen als in der Vertikalen ausführlich diskutiert und sich dabei auch auf die Statistik des Chemismus der Gesteine stützt, also ebenfalls eine horizontale Faziesveränderung in Betracht zieht. Da die oben angeführten Schlussfolgerungen aus der Zusammenstellung der Kritik teilweise im Widerspruch zu einander stehen, da ferner die Verkündigungen, der Verfasser sehe die Adergneise und die Urgranite als prinzipiell gleichwertige Erscheinungen an (S. 537) und noch dazu »zur Erklärung der Urgranite in seinem Sinne zwei zeitlich scharf getrennte Granitisierungs-

prozesse annehmen» müsse (S. 538), trotz erhobenen warnenden Fingers (»sollte zur Vorsicht mahnen») schlecht mit einander übereinstimmen und noch schlechter mit den Originalfestlegungen des Verfassers in Übereinstimmung gebracht werden können,¹ so fragt es sich, ob die Kritik desweiteren, durch Erwähnung sehr bedeutender selektiven Metasomatosen, von kausal recht schlecht motivierten B- und Be-Pegmatiten und desgleichen von Kiesimprägationen sowie von Cl-F-Mineralen, doch nicht eher weitere Beweisstücke zur »Granitisationstheorie« vorgelegt hat, als zu einer Theorie, die durch Vernachlässigung jeglicher temporaler und kausaler Etappen doch vieles mit der Katastrophen-Theorie der ersten Anfänge des 19. Jahrhunderts gemeinsam hat.

Geosynklinalräume können in gewissen Stadien und Abteilen ihrer Evolution recht homogene Sedimente ansammeln. Im Detail sind sie doch, wie genauere Untersuchungen zeigen, oft recht inhomogen. Diese im Grossen homogenen Sedimente entwickeln oft die grössten Mächtigkeiten. Homogene Sedimente ergeben selbstverständlich homogene Granitisationsprodukte, dagegen dürften »Einschmelzungen« von Seiten »aufsteigender Magmenmassen«, sogar bei einem mystischen Wegtransport assimilierter und nichtassimilierter Massen, sich durch grössere oder kleinere Inhomogenitäten des Neuprodukts kundgeben. Inhomogene Sedimentfolgen — zahlenmässig die zahlreichsten — ergeben inhomogene, oft »gemischte« Granitisationsprodukte. Es bedarf des »während 20 Sommer« (vgl. I, S. 545) geschulten und nivellierenden Auges des erfahrenen, im Felde kartierenden Geologen, um den Kartenanforderungen gemäss durch eine einheitliche Farbe über grössere Areale einen »homogenen« Granit zum Bilde zu bringen. Die 181 Kartenblattbeschreibungen Schwedens halten sich Seite nach Seite auf über die Ungleichmässigkeit der Zusammensetzung sowohl der Prim- als der Sergranite. Desgleichen geben hunderte von serialen Analysen darüber Aufschluss. Die nicht ausgeglichenen Teile der Diagramme des Verfassers (3, Fig. 3—6) geben von dieser Inhomogenität, auch innerhalb des Upsalagranites,² eine greifbare Darstellung. Jüngst hat auch BARTH (7) besonders unterstrichen, dass das als Telemarksgranit im südlichen Norwegen (ein Sergranit der Gotokareiden) als homogen beschriebene

¹ Die Kritik betont hier besonders stark, dass sich der Verfasser auf die Resultate des Kritikers stützt, sodass der Verdacht entstehen könnte, der Verfasser habe versäumt, eine Zitierung anzuführen. Das ist nun allerdings nicht der Fall, die Benutzung publizierten Materials ist frei; dazu hat sich aber der Verfasser auf zahlreiche Kartenblattbeschreibungen und persönlichen, grösseren und kleineren Begehungen im Felde gestützt.

² Die drei Grossgebiete oder »Serien« der schwedischen Svekofenniden unterscheiden sich chemisch nicht »nach BACKLUND« (I, S. 539), sondern nach den exakten Analysenzahlen und deren diagrammatisch dargestellten, ausgeglichen Kurven im reellen Bild von einander.

Gestein durchaus inhomogen ist und sowohl strukturell wie chemisch bedeutenden Schwankungen unterworfen ist. Die Kritik scheint »homogene Ausbildung« (1, S. 532) mit gleichförmiger Prägung zu verwechseln; die erste macht sich geltend durch gleichen Chemismus und ähnliche Bedingungen der *Mise-en-place*, die zweite durch einen Prozess unabhängig von diesen und der für grössere Areale gleich wirksam gewesen ist. Der Verfasser hat des öfteren die erfahrenen kartierende Feldgeologen bewundert, mit welcher Sicherheit sie im Felde an der Prägung Primgranite von Sergraniten unterscheiden, oft ohne eine exakte Definition der unterschiedlichen Merkmale angeben zu können. Diese Prägung kann nur als Begleitprozess einer regionalen Granitisation entstehen.

Die Räume.

Das Minimum der Tiefe der granitisch-körnigen Erstarrung von magmatischen Tiefengesteinen ist auf 400—600 m geschätzt worden (10), das entsprechende des Granitisationsaktes auf 5—6 000 m (38). Zwischen diesen beiden Niveaus kann sich also in den allerungünstigsten Fällen zusammengedrängt die echtmagmatische Evolution von intrusiven Tiefengesteinen granitischer Zusammensetzung abspielen.

Die alten Sedimente der Svekofenniden sind, wo noch erkennbar, stark zusammengefaltet und nahezu oder völlig vertikalgestellt. Sie haben, wie die tektonischen Analysen, wo mehr oder weniger durchgeführt (vgl. z. B. 20, 21, 37), zeigen, eine oder mehrere bedeutende Kompressionsphasen durchgemacht und sind, der nahezu vertikalen Stellung ihrer Glieder nach zu urteilen, auf kleinstmögliche Räume reduziert worden. Eine Einschaltung von Neumaterial zwischen die so zusammengestauchten Glieder zur Zeit der Zusammenfaltung oder unmittelbar im Anschluss daran begegnet in Anbetracht der damaligen Tiefenlage der Sedimentserien ganz besonderen Schwierigkeiten (vgl. 8). Ausserdem scheinen die verschiedenen, ursprünglichen, sedimentären Räume, soweit Feldbeobachtungen einen Einblick gewähren, und wohl zunächst im Zusammenhang mit der ursprünglichen Beschaffenheit der Sedimente (= Faziesausbildung), in verschiedenen Stilen zusammengefaltet zu sein, bald eng wellig mit zahlreichen Querstauchungen und im Detail wechselnden Streichen, also eng ineinander greifend; bald weitwellig, geradlinig, mit auf weite Strecken einheitlichem Streichen, Komplexe regelmässig isoklinaler Gefolgschaften bildend. Diese beiden Typen verhalten sich in ihrer extremen Ausbildung Einschaltungen von Neumaterial gegenüber etwas verschieden: im ersten Falle können kleinverteilte Einschaltungen sich dem Spiel der Falten,

je nach der Verteilung ihrer relativer Spannungen mit positiven und negativen Vorzeichen, einordnen; grösseren geschlossenen Einschaltungen stehen nahezu unüberwindliche Schwierigkeiten entgegen, soweit sie nicht gewaltsam durchbrechend, also mit Möglichkeiten von Wegschaffung überschüssigen Materials nach oben oder nach unten, auftreten; im zweiten Falle ist allenfalls eine Einschaltung von Neumaterial in spitzflachen Einheiten parallel der Dehnungs-b-Achse ein mehr oder weniger gangbarer Weg, wenn nicht der vorhin genannte Gewaltweg beschritten wird, der in den in Frage kommenden Tiefen schon wegen der geringen Differenzen in Beschaffenheit der Einschaltung gegenüber dem Wirtgestein doch schwere Bedenken erregt.

Das Gesagte gilt für Granitintrusionen im Niveau des heutigen Tagesschnittes der Svekofenniden; für dieselben ist der Intrusionsakt in erster Linie eine wichtige Raumfrage, die in dem Masse es sich um je höhere Niveaus in der Sedimentabfolge handelt, stetig desto mehr an Bedeutung — wegen der schrittweise sich anbietenden, wachsenden Ausweichmöglichkeiten — verliert. Solange die tektonischen Strukturen durch den Intrusionsakt nicht radikal gestört oder verstellt werden, sondern dieser sich in das allgemeine Strukturbild harmonisch einpasst, oder aber die Strukturen zu beiden Seiten der Intrusion, oder durch dieselbe, wenn auch diffus im Streichen, scheinbar ungestört fortlaufen, kann es sich nicht um einen raumerzwingenden Gewaltakt im vollen Ausmasse des sichtbaren Areals handeln. Es muss die Vorstellung entstehen von einem Ersatz von vorexistierendem Material mittels einer Erneuerung, die durch geringste raumbeanspruchende Veränderungen oder Zuschüsse sich vollzog, vorallem ohne Fortschaffung von bereits vorfindlichen Material e n t g e g e n dem allgemeinen Energiefluss des Systems.

Es handelt sich im svekofennischen Grundgebirge Schwedens um drei Typen von (älteren) Granitaktionen: 1) die spitzlinsigen, zum Nebengestein scharf begrenzten Granitkörper, die mit echten Intrusionen vieles gemeinsam haben (zweiter Fall oben: hauptsächlich in der svionischen Serie — in Bergslagen); 2) die senkrecht zum allgemeinen Streichen des öfteren scharf begrenzten kleineren Areale, die im Streichen zerlappt, oft diffus und unregelmässig zu Ende gehen (ersten Fall oben: hauptsächlich im Sörmland-Gebiet); 3) die grossräumigen Granitareale mit reliktschen, orientierten Einschlüssen (oben als mehr oder weniger paradoxal bezeichnet: hauptsächlich das Upsala-Gebiet). Man könnte versucht sein, bei der derzeitigen Tiefenlage das letztere als ein gewaltiges Magmareservoir anzusehen, in dem sich die Differentiationen grossen Stiles vollziehen. Obgleich bereits der damalige geotektonische Zustand des svekofennischen Gebirges hiermit schwerlich in Einklang zu bringen ist, so zeigt die Feldbeobachtung, dass innerhalb des vermeint-

lichen Reservoirs keine undifferenzierte Masse anzutreffen ist, sondern dass die Gesteine bereits »fertig differenziert« vorliegen, genau wie innerhalb der Gebiete der kleineren Areale unter 1) und 2).

Die Kritik hat einen Vorschlag zur Lösung der Raumfrage bei der Bildung der (späteren) Sergranite gemacht (Fig. 4, S. 546). Obgleich als Versuch stark schematisiert, drängt die formale Andeutung der Raumfrage noch eindringlicher auf eine rationale Lösung. Ausserdem scheint in dem Schema der Temperaturgradient nur in invertierter Anordnung dem System Geltung verschaffen zu können.

Die Frage der Räume und ihre konsequente Beantwortung ist für das Verständnis des tieferen Präkambriums von überragender Bedeutung; sofern nicht widersinnige Lösungen in Frage kommen sollen, scheint ein Granitisationsakt den einzigen Weg zur Lösung zu gewähren.

Die Mobilisation.

Die Kritik sucht gleich eingangs festzulegen und unterstreicht sehr lebhaft (1, S. 525), dass gemäss den Darlegungen des Verfassers die Produkte der Granitisation nach Vollendung des Prozesses an Ort und Stelle verblieben sein sollen, dass »keine Intrusionen von flüssigen Magmakörpern« stattgefunden haben sollen. In der Fortsetzung meint sie feststellen zu müssen (S. 532), ohne auf die zahlenmässig in demselben Sinne laufenden speziellen Berechnungen des Verfassers Rücksicht zu nehmen (vgl. 2, S. 322), dass »die homogene Ausbildung, die die Granite auf grosse Strecken hin aufweisen, scheint eine sehr reichliche Zufuhr von Material erfordert zu haben, ja so reichlich, dass das ursprüngliche Material ein kleiner Bruchteil wird...«¹ und wundert sich in der Fortsetzung: »Je reichlicher man das Zufuhrmaterial annimmt, desto mehr nähert man sich der älteren Auffassung und desto weniger brauchbar wird die Granitisationstheorie.«¹

Obgleich diese beiden Festlegungen, die teils dem Verfasser direkt zugeschrieben, teils unmittelbar aus seinen Zusammenstellungen, Berechnungen und Beobachtungen angeblich als Schlüsse gezogen werden könnten, einander widersprechen, so mutet es stark befremdend an, dass ein Granitisationsprozess als unbrauchbar gestempelt wird, weil sein Produkt sich sehr auffallend nähert den im Felde beobachteten intrusiven Gesteinen und ihren Gebahren in der Oberkruste und im Deckgebirge, für die die »ältere Auffassung« aufgestellt wurde. Ausser-

¹ Gesperrt von der Kritik.

dem stimmt es nun garnicht mit der dem Verfasser zugeschriebenen »in situ«-Behauptung, die als Ausgangsposition der ganzen Kritik gewählt worden ist. Denn ganz im Gegenteil sucht der Verfasser jeweils zahlenmässig den Volumenzuwachs festzustellen, den der Granitisationsprozess an den untersuchten Sedimenten bewirkt hat, ohne Rücksicht auf ev. abwandernde Elemente zu nehmen. Der Volumenzuwachs innerhalb gegebener Räume, die nur wenig den Feldbeobachtungen gemäss erweitert wurden oder werden konnten (vgl. oben), führt zur Mobilisation, vom Verfasser in diesem Falle Rheomorphose benannt, des Granitisationsproduktes, in je höherem Ausmasse, je grösser der Volumenzuwachs ausfällt, wie es der Verfasser ausdrücklich betont hat (vgl. 2, S. 338). Die Mobilisation führt zu Fliessbewegungen, Differentialbewegungen, Fliessfaltungen, Durchbrüchen, Intrusionen in Richtung geringeren Widerstandes u. s. w., alles aus Feldbeobachtungen postulierte Erscheinungen, die so oft und ausführlich beschrieben worden sind, dass es dem Verfasser unnütz erschien, nochmals auf dieselben einzugehen. Die Prämissen der Kritik sind folglich fehlerhaft, sie hat ausserdem mit der »älteren Auffassung« das Raumproblem vollständig aus den Augen verloren.

Die Mobilisation der Sedimente als Anpassungsakt zu den gegebenen oder entstandenen Feldbedingungen bedient sich vor allem des bekannten Satzes, den Transformationen unter geringstmöglichem Arbeitsaufwand genüge zu leisten. Ein flüchtiger Überblick über den Chemismus von regionalen Sedimenten gibt auch unmittelbar einen Einblick daraufhin, wieviel da Granitisationsmaterial (= »Emanation«) notwendig ist, um ihnen in jedem einzelnen Falle bei den jeweiligen niedrigsten Temperaturen (vgl. u. a. 6) den von Fall zu Fall höchsten, an die Raumbedingungen gebundenen Mobilitätsgrad zu verleihen. Nur so sind die sog. synorogenen Granitintrusionen zu verstehen, nur so kann das Problem der Intrusionstektonik und Wandertektonik (34) eine einigermaßen befriedigende Lösung erfahren. Und nur so erklärt sich zwanglos, ohne von den beiden vorhin zitierten Grundprinzipien geologischer Forschung (S. 3—4) Absage zu tun, die im Vergleich mit den Revolutionsprodukten jüngerer Geosynklinalbildungen sehr merkbare Verschiebung im quantitativen Bestand und Mengenverhältnis der Sedimente innerhalb äquivalenter Bildungen des älteren und ältesten Präkambriums. Denn gibt man mit LAITAKARI (l. c.) zu, dass in dem ältesten Grundgebirge die recht weitverbreiteten Anhäufungen von Graphit in gewissen Sedimenten Zeugen von ehemaligem, recht reichen organischen Leben sind, und zieht man in Betracht, dass die entsprechenden Wirtgesteine während eines Mittelalters der Erde gebildet worden sind (vgl. S. 4), so muss, wie schon früher

hervorgehoben worden ist (2), eine umso grössere, mit der Gegenwart vergleichbare Menge von Kalksteinen dortselbst ursprünglich vorgelegen haben. Das tiefere Präkambrium wird aber nahezu hauptsächlich durch seine Armut an Kalksteinen charakterisiert und sogar definiert. Zu einem Zustand, vergleichbar mit dem des fennoskandischen Präkambriums, können bei voller Berücksichtigung der Raumfrage und der folgerichtigen Mobilisationen nur granitisationsähnliche Prozesse beige-tragen haben.

Die Grenzen.

Die Grenzen des Granitisationsaktes werden vor allem, wie es WEGMANN so klar illustriert (41, Fig. 4) und beschrieben hat, durch die Temperatur bedingt, dem »Vorrücken der Migmatitfront« und dem »Vorrücken der Abkühlungsfront«. Dann aber auch von dem Granitisationsvermögen des Gesteins, d. h. von der Grösse der Differenz im Chemismus gegenüber dem Endprodukt der jeweiligen grössten Mobilität. Dass die erstere in ursprünglich stratigraphisch höheren Teilen des Gebirges zurückbleibt und viele dem Granitisationsakt sonst leicht zugängliche Sedimente dort von der Granitisation vollständig verschont werden (die hangendsten Teile der svionischen Bergslagenserie: Grythytan u. dgl.), dürfte wohl kaum einer speziellen Erklärung bedürfen. Die mengenmässig geringe Granitisation der svionischen Serie überhaupt und ihrer Hangendteile im besondern dürfte u. a. ein Hinweis auf ihre höhere stratigraphische Lage im Sinne des Verfassers sein. Hieraus aber den Schluss zu ziehen, dass die Granitisation unbedingt »diffuse Grenzen« und »eine abnehmende Stärke« (1, S. 527) nach aussen ausbilden sollte, dürfte durchaus fehlerhaft sein. Da die Granitisation eine gewisse Kulmination der Metasomatose bedeutet, die in der Mobilisation (Rheomorphose) ihren definitiven Ausdruck findet, bilden sich schon bei diesem Akte der Differentialbewegung die scharfen Grenzen aus.

Innerhalb der Temperaturgrenzen dürften die ursprünglichen Anisotropieflächen (Schichtflächen) der Sedimente, die durch eine oder mehrere Tektonisierungen desweiteren oft verschärft werden, überaus wichtige Grenzen der Granitisation sowie der Rheomorphose repräsentieren. Je näher diese Flächen der Temperaturgrenze im Hangenden liegen, desto schärfer dürfte sich die deutliche und »schichtweise« Scheidung der Granitisation abspiegeln. Je weiter ab von der oberen Grenze, in Bereichen höherer Temperatur, sich dieser Akt abspielt, desto weniger werden die Anisotropieflächen berücksichtigt und solche von weniger ausgeprägten Ausbildung und Gegensätzlichkeit scheiden

als Grenzflächen gänzlich aus. Das ist auch ohne weiteres verständlich, denn die faziell verschiedenen Sedimente haben natürlich eine vollständig verschiedene Fähigkeit die »Emanationen« (auf Diffusionswegen) weiterzuleiten, nicht nur betreffs ihrer qualitativen, sondern auch der quantitativen Zusammensetzung, worauf der Verfasser bereits früh ausdrücklich aufmerksam gemacht hat. Das Diffusionsvermögen steigt mit steigender Temperatur, ungleich rasch bei verschiedenen Sedimenten, was ebenfalls durch zahlreiche Experimente belegt worden ist. Die Rheomorphose in solchen, mit erhaltenen Anisotropieflächen wechselnder Mächtigkeiten ausgestatteten Arealen bewirkt meist lokale, selten regionale Brecciiierungen dieser »Septen«, es entstehen »Agmatite« u. dgl.; die Bruchstücke können je nach ihrer regionalen Lage mehr oder weniger, oder garnicht innerhalb des rheomorphen Zuges chemisch beeinflusst oder assimiliert, die Grenzen mehr oder weniger scharf sein, ein Verhalten, welches mittels der »älteren Auffassung« durchaus keine Erklärung findet, ebensowenig wie die chemische Analogie zwischen den älteren »Leptiten« (Vulkaniten) und jüngeren »Urgraniten« (Primgraniten) innerhalb mehr oder weniger eng begrenzter Areale irgendwie kausal beleuchtet werden kann. Auch mit den rheomorphen Prozessen stehen lokale, überschneidende Gänge im Zusammenhang.

Die scharfen, »quantitativ untergeordneten Randfaziesbildungen mit ihren Leptit-artigen Charakter und ihrer chemischen Zusammensetzung« abweichend von den »Haupttypen der Urgranite« (1, S. 529) sind eine so gewohnte Erscheinung innerhalb der Svekofenniden, dass über ihre mineralogische und chemische Abnormität in der »älteren Auffassung« garnicht weiter reflektiert wird. Sie sind nämlich feinkörniger, kieselsäure- und alkali-(kali-, resp. natron-)reicher sowie mehr felsisch als das Hauptgestein. Theoretischen und experimentellen Erfahrungen nach müssten sich an den Abkühlungs-(Kontakt-)flächen kieselsäurearme Erst- oder wenigstens Frühkristallisationen ausscheiden, während hier die Letztkristallisationen ausschliesslich sich breit machen. Entweder 1) sind es also keine Abkühlungsflächen, oder 2) Experiment und Theorie haben keine Anwendung im Präkambrium, oder aber 3) eine liquide Differentiation zur Grenzfläche hin fand statt, da Assimilation als ausgeschlossen angesehen wird. Keiner dieser Fälle trifft ja zu. Nur ein Granitisationsakt gibt eine plausible Erklärung: die Alkalien oder Alkalialuminate oder-Silikate als partielle und meistbewegliche Partner der »Emanations«-Masse stauen sich an der impermeablen oder wenig permeablen Anisotropie- und Grenzfläche an und verschieben dadurch den ursprünglichen Chemismus in Richtung eines Vulkanites. In jedem Falle aber entscheiden zu können, was für ein Ausgangsmaterial dem Granitisationsakt ausgesetzt gewesen ist, dürfte

nur nach eingehenden regionalen Untersuchungen mit spezieller Zielsetzung gelingen können.

Zu den Erscheinungen, die an ausgeprägte, und zwar dichtliegende Anisotropieflächen des Wirtmaterials gebunden sind, gehört auch das Adergneisphänomen. Die Adergneise sind so oft mit mehr oder weniger eingehenden Details beschrieben worden, dass sie ziemlich einmütig als mechanisches Paradoxum vom Standpunkt der »älteren Auffassung« bezeichnet worden sind. Dass das Phänomen in gewissem Zusammenhang mit speziellen Augengneisen auftritt und regional an gewisse bestimmte Wirtgesteine gebunden ist, dürfte wohl allgemein zugegeben werden müssen. Weniger allgemein scheint die Erkenntnis zu sein, dass das Feldspat-(Quarz-)Material der Adern nur eine äussere, recht entfernte Ähnlichkeit (betreffs Korngrösse des Feldspats u. a.) mit echten pneumatolytischen Pegmatiten hat, jedoch genetisch von ihnen recht verschieden ist, wie u. a. von SCHEUMANN (31) wiederholt kräftig unterstrichen wurde: das regionale Feldauftreten gibt die Adergneise als Bildungen recht bedeutender, mit dem Granitwerden gleichlaufenden Tiefen an, während die echten Pegmatite schon stark von der allgemeinen Abkühlungsfläche abhängig sein sollen; zudem haben in den Adergneisen die postulierten flüchtigen Bestandteile, die gerade in diesen Tiefen Veranlassung zum Auftreten retrograder Siedezustände geben sollten, keinerlei Spuren hinterlassen. Ferner verlangt die innige »lit-par-lit«-Verzahnung des injizierten Neumaterials mit dem aufgeblättern Wirtgestein nach der »älteren Auffassung« einen sehr hohen Flüssigkeitsgrad, also in Anbetracht des vorhin gesagten sehr hohe Temperaturen des ersteren, während der mechanische, chemische und mineralogische Zustand des letzteren wohl keiner dieser Bedingungen entspricht oder entsprochen hat. Schliesslich beträgt das Neumaterial der Adern in dem typischen Adergneis, mengenmässig geschätzt, ein Viertel bis etwa die Hälfte des sichtbaren Wirtgesteins; eine entsprechende Volumenzunahme des umgewandelten Gesteins kann feldgeologisch und regional auch entfernt nicht nachgewiesen werden. Die Adergneise finden, so ist wohl ziemlich allgemein der Standpunkt des objektiven Feld- und Laboratoriumbeobachters zusammenzufassen, in der »älteren Auffassung« ihrer Granitkomponente keine adäquate Erklärung.

Mit den älteren Primgraniten sind rel. spärliche und nur recht schlecht ausgebildete (wenig »typische«) Adergneise vergesellschaftet. Das ist aus zwei Gründen leicht verständlich: 1) die Anisotropieflächen, für die Adergneisbildung jeglicher Auffassung richtunggebend, sind primär noch wenig scharf und tektonisch nur wenig verschärft und dann mehr lokal ausgebildet, sie entsprechen meist primären Schichtflächen; 2) in dem Granitisationsstoff (= »Emanation«) dominiert das leichtbe-

wegliche (weil von geringerem Jonenradius und weniger mit anderen Elementen isomorph liiert?) Natrium, das wenig von den Anisotropieflächen zweiten und dritten Grades gebunden und in seinen Diffusionswegen gehindert wird; es bilden sich leichter homogene Granite. — Das eigentliche Zuschussmaterial der Adergneise sind die Sergranite (= »spät-svionische Granite«), und aus denselben zwei Gründen sind jene gern spättektonisch: 1) die ursprünglichen Anisotropieflächen, durch Thermometamorphose leicht verschärft, haben sich innerhalb der Wirtgesteine dank den starken und wiederholt gleichgerichteten Deformationen eine bedeutende Geltung verschafft; 2) in dem Granitisationsstoff (= »Emanation«) hat sich bereits das Kalium einen bedeutenden Vorrang verschafft (vgl. unten); es ist auch etwas weniger beweglich (grösserer Jonenradius?) und respektiert die verstärkten Anisotropieflächen als Diffusionsgrenzen in bedeutend mehr ausgeprägtem Grade. Fließfaltungen verschärfen und verschleiern gern das Bild der Genese. — Aus diesen Betrachtungen, die teilweise direkt an Feldbeobachtungen anknüpfen, geht auch hervor, dass ursprüngliche Tonsedimente in der Hauptsache als Wirtgesteine von Adergneisen (und einem Teil der Augengneise) in Betracht kommen können; denn, wie die Feldbeobachtungen, auch an modernem ozeanographischen Material (9), zeigen, es sind die Tonsedimente im Detail einem raschen Wechsel der Zusammensetzung senkrecht zur Schichtung ausgesetzt. Auch die regionale Position der Adergneise im System alter Gebirgsketten, sowie der Befund am Material selbst, im Handstück und im Felde, dürfte meist ein Tonsediment als Wirtgestein angeben. Die typische Adergneisbildung ist also an vier Spezialbedingungen geknüpft: 1) die der Zusammensetzung des Wirtgesteins; 2) die der ausgeprägten Tektonisierung desselben; 3) die der speziellen Temperatur, bei der die sekundären Grenzflächen als solche noch wirksam sind; 4) die der Zusammensetzung der »Emanation« (K-Vormacht = »spättektonischer Granitaufstieg«). Sie ist also im engeren Sinne ebenfalls eine Funktion der Grenzen.

Die Selektion.

Das Verhalten der mannigfachen Sedimente und Primärgesteine der Geosynklinale der granitisierenden »Emanation« gegenüber ist natürlich grundverschieden. Fasst man den Prozess der Granitisation als einen passiven Diffusionsvorgang bei wechselnden, auch rel. niedrigen (6) Temperaturen auf, so ist er, ausser von der Korngrösse, auch von Struktur, dem Zustand (kristallin—glasig) und vielleicht auch von der Art der Zementation des Wirtgesteins abhängig, wie das die Untersuchungen der Heliumquantitäten in den Gesteinen zeigen (vgl. 23, 36).

Ist die »Emanation« als eine »neutrale« Lösung aufzufassen, so ist es hauptsächlich Korngrösse, Kornform und der Grad der Zementation, die bestimmend auf die fortschreitende Bewegung einwirken. Ist aber der zuwandernde Stoff aktiv, so verändert sich sofort die Situation; die jeweilige Zusammensetzung des Gesteins spielt eine entscheidende Rolle in der stofflichen und mengenmässigen Zusammensetzung der Wandermassen. Eine Art der Komponenten wird restlos fixiert, eine andre wandert ungestört weiter und wird erst in einem andren Milieu fixiert, mit allen zwischenliegenden Stufen. Dieses ist, wie der Verfasser stets zugegeben, schon längst von andrer Seite festgestellt und nun auch von der Kritik für eigene Urheberchaft unterstrichen worden (1, S. 538). Dass dieser Wechsel der Zusammensetzung nicht regellos sein kann, sondern eine gewisse rhythmische und geregelte Anordnung besitzen muss, und zwar in Abhängigkeit von der passierten Weglänge, dafür bürgt die über grössere Areale regelmässige Verteilung der Sedimente längs den passierten Weglängen. Wenn dann aber die Kritik meint fragen zu müssen (1, S. 532), ob nicht »für jeden Granitkörper eine besondere Zusammensetzung der granitisierenden Lösungen anzunehmen.«¹ ist, so heisst das doch die Feldverhältnisse und die daran knüpfenden Auseinandersetzungen des Verfassers auf den Kopf zu stellen. Es wurde vorhin und auch an früheren Stellen nicht scharf dazu Stellung genommen, ob der Prozess der Granitisation durch Lösungen oder auf irgendwelchen andren Wegen (etwa durch Diffusion von Gasförmigen? im Festen = »Emanation«) vorsichgeht. Bevor die Beweisreihen fester geknüpft sind, ist das im Grunde genommen gleichgültig; für den angedeuteten Weg der Lösungen bleibt es doch immerhin zu bedenken, dass die Spuren des Lösungsmittels, wohl in den meisten Fällen als Wasser zu bezeichnen, nahezu vollständig in den meisten Fällen fehlen oder ganz verschwindend sind, oder aber nur in den äussersten Reichweiten der Einwirkung (beispielsweise bei der regionalen Sericitisierung) gerade noch sich bemerkbar machen und dann als nahezu selbständige und mit den übrigen Fixierungen ebenbürtige Vorgänge registriert werden müssen. Es scheint daher widersinnig, einen solchen Prozess mit pneumatolytischen und hydrothermalen Prozessen zu vergleichen und gleichstellen zu wollen, deren Aktionsstoffe eine Vorstellung von Lösungen meist konstanter chemischer Gruppierung bestimmter (wasserreicher) Art erwecken und deren Produkte von ganz andrer Gestaltung sind, als die in diesen Fällen in Frage kommenden. Auch die Begriffe »Ichor« und »granitischer Saft« sind, als mehr oder weniger bestimmte Kristallisationsreste granitischer Magmen gestempelt, unbrauchbar geworden, da der Che-

¹ Gesperrt von der Kritik.

mismus des Zuschusses, wie wiederholt gezeigt wurde, des öfteren in geringstem Ausmasse stofflich, physikalisch und der Position nach einem solchen Kristallisationsrest entspricht. Daher ist vielleicht »Emanation« (vgl. oben, S. 6) als neutraler Begriff die beste Bezeichnung eines »Zuschusses«, der durch adsorptive Selektion und andre chemische Prozesse stetig und sprungweise in seiner Zusammensetzung verändert wird.

Der Immigration von Stoffen, die in geologischen Zeiten die Granitisation bestimmter stratigraphischer Glieder bewirken, entspricht natürlich auch eine Emigration, deren Umfang, Reichweite und Zusammensetzung jedoch viel schwerer zu schätzen oder gar zu bestimmen ist. Dass sie in gewissen Fällen recht bedeutend sein muss, wurde an dem Beispiel der Granitisation des Kalksteins gezeigt. Es wurde dabei auch angedeutet (2, S. 330), dass gewisse Stoffe, z. Beisp. Mg, Si u. a., bereits vor dem eigentlichen Granitisationsakt fixiert werden und den nunmehr allbekannten Prozess der Magnesiametasomatose u. dgl. einleiten. Wie auch hervorgehoben wurde, ist diese Metasomatose ein selektiver Prozess der »Emanations«-Einwirkung, also nur graduell an Stoff (und Menge?) von dem Produkt der Rheomorphose unterschiedlich. Betreffs der mengenmässigen und stofflichen Grenzziehung zwischen beiden Prozessen muss dasselbe gesagt werden, was TERMIER zu Beginn der Einbürgerung der Überschiebungslehre geäussert haben soll: »Ce n'est que le premier kilomètre qui coûte«. Als drittes Moment bei der Granitisation muss die lokale Anreicherung von Stoffen hervorgehoben werden, die in dem ursprünglichen Sediment oder Frühgestein sich in einem Zustande extremer, primärer oder sekundärer (17) Dispersion befunden haben. Es sind das vornehmlich diejenigen Stoffe, die dem allgemeinen silikatischen Aufbau bei den in Frage kommenden rel. niedrigen Anfangstemperaturen (6) der Metasomatose und Granitisation meist fremd sind (z. B. P bei der Granitisation des Kalksteins, vgl. 2, S. 331). Die Anreicherung, oft das Produkt bedeutender räumlicher Konzentrationen, kann, wenn sie einigermaßen kompakt wird, die komplette Granitisation, deren Grenzflächen sie angehört, überdauern und als »unmotivierter« Einschluss oder Segregation wechselnden Umfanges sowie »allochthoner« Zusammensetzung ev. sogar praktische Bedeutung erlangen. Wenn es dieses ist, das die Kritik durch die Worte: »dieser Fraktionierungsprozess, den der Verfasser entdeckt hat, ist natürlich etwas ganz anderes als der Granitisationsprozess den BACKLUND meint« (1, S. 541) andeutet, so ist die Grenzziehung, um Wortklaubereien zu entgehen, auch in diesem Falle recht unverständlich, denn es handelt sich hier unzweifelhaft um passive Selektionsprozesse im Zusammenhange mit der Granitisation.

Auch der (»spätävionische«) Sergranit (= Hangögranit, also der ursprüngliche Migmatitgranit, vgl. oben, S. 5) ist das Produkt einer selektiven Granitisation. Da das Grundgebirge zur Zeit seiner Bildung in grosser Erstreckung von Primgraniten und den Begleitprodukten seiner Mise-en-place repräsentiert war, musste in dem stofflichen Bestand der zweiten, späteren »Emanation« durch eine Selektion bedeutende Umgruppierungen auftreten. Eine Überschlagsrechnung hierüber zur Gewinnung zahlenmässiger Daten dürfte sich nicht allzu komplex gestalten. Davon gibt ebenfalls die rel. einheitliche, mikroklinreiche Ausbildung des Granits Aufschluss. Auch die Raumfrage musste wegen der vorangehenden, reichlichen Granitisation des Gebirgsgrundes ab und zu etwas mehr ausgeprägt mit Anwendung von Gewaltmitteln durch lokale tektonische Umstellungen, die jedoch lange nicht den reellen Raumdimensionen und Ansprüchen der Sergranite völlig entsprechen, gelöst werden. Die ausgesprochen reichliche Begleitung von Pegmatiten (vgl. oben) ist ebenfalls auf das Konto der Selektion zu schreiben. Bei einer Granitisation, beispielsweise von Kalksteinen innerhalb von »leptitischen« Arealen (Malingsbo), dringt trotz allem sowohl das sergranitische, als auch das durch ursprüngliche Wechsellagerung bedingte Selektionsbild durch (1, S. 543). Denn eine Assimilation in der »älteren Auffassung« befriedigt auch in diesem Falle nicht die Frage des Raumes, lässt ausserdem die fortschreitende Zonierung von Neuprodukten an den Kalksteinkontakten der bekannten Beschreibungen u. a. v. ECKERMANN'S (13, 14) ausserhalb jeder kausalen Diskussion. Gerade die sehr beschränkt lokale Beeinflussung von Graniten durch »assimilierte Massen«, denen man gemäss den feldlichen Verhältnissen ganz ansehnliche Areale durch Extra- und Interpolation zuschreiben müsste, wirkt zumindest befremdend, auch deshalb, weil die Dichtedifferenz zwischen »Assimilierendem« und »Assimiliertem« zur beschleunigten Fortschaffung des Überschusses nach unten zu gering ist. Andererseits scheint bei extremer Dichtedifferenz (Eisenerz-»Leptit«-Granit, vgl. 1, Fig. 3) kein merkbarer Unterschied im Sinkvermögen, bzw. in der Tendenz zum Fortschaffen der verschiedenartigen »Assimilationsreste« innerhalb des granitischen Magmas in Erscheinung zu treten.

Schliesslich geben die »Basite« (Grünsteine u. dgl.) verschiedener Position innerhalb der Svekofenniden, die den »basaltisch-ophiolithischen« Folgschaften und ihren Tiefenäquivalenten jeweils *v e r s c h i e d e n e n* Alters innerhalb jüngerer Geosynklinalbildungen entsprechen, ein vortreffliches Bild von den selektiven Einwirkungen der »Emanation« und bestätigen vollauf die Regeln der GOLDSCHMIDT-BOWENSCHEN Reaktionsserien. Da in diesen Fällen die gleichmässige Zusammensetzung der Edukte (= Basite) recht gut bekannt sein müsste, so wür-

den an der Hand der sehr variierenden und reichen Produkte und ihrer Auflockerungsvarianten recht genaue Studien der Selektion bzw. der Metasomatose an ihnen durchgeführt werden können. Die Metasomatose bzw. die Selektion baut die genetischen Brücken zu den umgebenden Graniten rückwärts wieder auf (vgl. 1, S. 529), wie auch die »ophiolithischen« Intrusionen und Extrusionen als Einleiter des Aufstiegs der Isothermalflächen Brücken nach vorwärts bauen.

Schluss.

Erst nach langem und ernstlichem Zaudern hat der Verfasser in der obenstehenden Auseinandersetzung der Kritik gegenüber das Wort ergriffen. Vieles von dem, was vorhin dargelegt wurde, ist bereits mit andern Worten und vielleicht mit etwas engerer Zielsetzung von WEGMANN (41) in klarer Weise zusammengefasst worden. Seine Erfahrungen hat der Letztere z. T. aus denselben Feldgebieten, doch vollständig unabhängig vom Verfasser, geschöpft, vielleicht in engerer persönlicher Fühlung mit J. J. SEDERHOLM als sonst jemand von der fennoskandischen Opposition, den derzeitigen Verfasser nicht ausgenommen. Ein eingehendes Studium von WEGMANN'S wichtiger Zusammenstellung, mit Bezugnahme auf die jeweiligen Feldbefunde, würde die Kritik vielen Missverständnissen enthoben haben.

Der Verfasser hat, ausgehend von den Gedankengängen J. J. SEDERHOLMS, denen er zu Anfang ihrer Promulgation kritisch gegenüberstand, und reichlich sich stützend auf die Untersuchungen HOLMQUISTS, ESKOLAS, GELJERS, MAGNUSSONS u. v. a., versucht, im Laufe einer nahezu zwanzigjährigen akademischen Lehrtätigkeit ein adäquates und einigermaßen gleichmässig harmonisches Bild von der geologischen Entwicklung des präkambrischen Fennoskandias aufzubauen. Aus der Wust widerstreitender Meinungen (vgl. u. a. WEGMANN 41, S. 207: »z. B. in Schweden noch jetzt als Liquefactionstheoretiker vorkommen«), aus hunderten von neutral-sachlichen Kartenblattbeschreibungen, auf zahlreichen kürzeren und längeren, gemeinsamen und solitären Exkursionen hat er Stück für Stück, stetig verändernd, modifizierend, vergleichend mit Gebieten andrer temporaler und regionaler Position und unabhängig von Landesgrenzen vorgehend, die Bausteine zusammengeklaut. Fehlerhafte und vorfrühe Deutungen hat er berichtigt, Unwahrscheinliches ausgemerzt, nebelhafte Begriffe schärfer definiert, scheinbar katastrophale Ereignisse zu greifbaren Dimensionen reduziert, unscharf verschwimmende Prozesse versucht innerhalb von Zahlenreihen einzuengen, Isoliertes verknüpft; alles Kleinarbeit, von der ev. nur die stets wiederkehrenden akademischen Vorlesungen über Fennos-

skandias Gebirgsgrund Zeugnis ablegen könnten. Endlich hat er den Rahmen des Aufbaus vorgelegt, an dem, wie er meinte, ein konsequenter Weiterbau möglich sei. Wie eingangs erwähnt, war der Verfasser auf eine scharfe Kritik gefasst, dass sie aber auf ein absolutes »non possumus« gerade von einer Seite, die doch stets der intensiv variierenden Metasomatose eine äusserst ausgiebige Bedeutung in dem Grundgebirge Schwedens zuerteilt hat, und in der Form einer absoluten Abwehr auslaufen sollte, war weniger zu erwarten. Um so weniger, als eine deutliche Konvergenz der Deutungen hier und, trotz einer gewissen Vorliebe für ältere Schemen, auch dort auf nahezu jeder Seite der Kritik Dr. MAGNUSSENS herauszulesen ist.

A n g e f ü h r t e S c h r i f t e n .

1. MAGNUSSEN, N. H.: Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für Svionische Granite und Gneise Mittelschwedens. Dies. Zeitschr. 59. 1937. 525—548.
2. BACKLUND, H. G.: Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. Bull. Comm. Géol. Finl. 115. 1936. 293—347.
3. —, Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. Geol. Inst. Ups. 27. 1937. 219—269.
4. —, The problems of the Rapakivi granites. Journ. Geol. Suppl.-Vol. (im Druck), 1938.
5. —, The Rapakivi puzzle. Dies. Zeitschr. 60. 1938. 105—112.
6. BARTH, TOM. F. W.: Die Temperatur der Anatexis des Urgebirges im südlichsten Norwegen. Centralbl. f. M. 1929 (A). 120—127.
7. —, The large pre-Cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. Rep. XVI Geol. Congr. Wash. 1937. 297—309.
8. COLLINS, W. H.: Relations of subjacent igneous invasion to regional metamorphism Amer. Journ. Sc. 201. 1921. 180.
9. CORRENS, C.: Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. »Meteor«-Exp. 1925—27. III. 3. 1—2. Leipzig 1935/37.
10. DALY, R. A.: Igneous rocks and the depths of the Earth. N. Y. and London 1933 S. 126.
11. DRESCHER, K. F., und STORZ, M.: Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen am Bergeller Granit. N. Jb. B. B. A. 54. 1926. 284—291.
12. ECKERMANN, H. v.: The Genesis of the Rapakivi Granites. Diese Zeitschr. 59. 1937. 503—524.
13. —, The rocks and contact minerals of the Mansjö mountain. Ibid. 44. 1922. 203—410.
14. —, The rocks and contact minerals of Tennberg. Ibid. 45. 1923. 465—536.
15. ESKOLA, P.: Conditions during the earliest geological times. Ann. Ac. Sc. Fenn. A. 36. 4. 1932.
16. HOLMES, A.: The age of the Earth. London 1937.
17. —, The origin of the primary lead. Econ. Geol. 32. 1937. 763—782.
18. —, The petrology of the Katungite. Geol. Mag. 74. 1937. 201—219.
19. KOSSMAT, FR.: Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Sitz.-Ber. Preuss. Ak. Wiss. Phys.-math. Kl. 24. 1937. 1—20.
20. KRANCK, E. H.: Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finnland III. Kinetisch-geologische Studien im Schärenhof von Ekenäs (SW-Finnland). Bull. Comm. Géol. Finl. 101. 30—53.
21. —, Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finnland IV. Über Intrusion und Tektonik im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Porkkala. C. R. Soc. Géol. Finl. 10. 1937. 69—91.
22. LAITAKARI, A.: Die Graphitvorkommen von Finnland und ihre Entstehung. Geol. Kom. Finl. Geotekn. Medd. 40. 1925.

23. LANE, A. C., and URRY, W. D.: Ages by the Helium Method I. Keweenawan. Bull. Geol. Soc. Am. 46. 1935. 1101—1120.
24. LARSSON, W.: Chemical analyses of Swedish rocks. Bull. Geol. Inst. Ups. 24. 1933. 47.
25. LOKKA, L.: Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. Bull. Comm. Géol. Finl. 105. 1934.
26. LUNDQVIST, G., och HJELMQVIST, S.: Beskrivning till kartbladet Smedjebacken. S. G. U. Ser. Ac. 181. 1937.
27. MAC GREGOR, M.: The western part of the Criffel-Dalbeattie igneous complex. Q. J. G. S. 93. 1937. 457—486.
28. QUIRKE, T. T.: Killarney gneisses and migmatites. Bull. Geol. Soc. Am. 38. 1927. 753—770.
29. REYNOLDS, DORIS L.: Contact phenomena indicating a Tertiary age for the gabbros of the Slieve Gullion district. Proc. Geol. Ass. 48. 1937. 247—275.
30. —, Demonstrations in petrogenesis I. Min. Mag. 24. 1936. 367—407.
31. SCHEUMANN, K. H.: Metatexis und Metablastesis. Min. u. Petr. Mitt. 48. 1937. 402—412.
32. —, Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Min. u. Petr. Mitt. 48. 1937. 297—302.
33. SEDERHOLM, J. J.: On the sub-Bothnian unconformity and Archaean rocks formed by weathering. Bull. Comm. Géol. Finl. 95. 1931.
34. SUSS, F. E.: Bausteine zu einem System der Tektogenese I. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. Fortschr. d. Geol. u. Pal. herausgeb. v. W. Soergel. 13. 2. 1937.
35. TIMOFEEV, V. M.: Petrography of Karelia (russisch). In: Petrography of the USSR. Ac. Sc. Leningrad 1935.
36. URRY, W. D.: Ages by the Helium Method II. Post-Keweenawan. Bull. Geol. Soc. Am. 47. 1936. 1217—1234.
37. WEGMANN, C. E., and KRANCK, H. E.: Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden. I. II. Bull. Comm. Géol. Finl. 89. 1931.
38. WEGMANN, C. E.: Geologische Merkmale der Unterkruste. Geol. Rundschau. 27. 1936. 43—47.
39. —, Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian X's land (North-East-Greenland). Medd. om Grönl. 103. 3. 1935.
40. —, Sur la structure des vieilles chaînes de Finlande. C. R. Soc. Géol. Fr. 1928. 31—32.
41. —, Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26. 1935. 305—350.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

X. Spodumene and its Alteration Products.

By

PERCY QUENSEL.

(MS. received March 19th, 1938.)

Spodumene was during the first two years' work at Varuträsk only found in a few stray specimens and was consequently thought to be of rare occurrence. During more extensive quarrying in 1936—1937 considerable quantities of the mineral were however brought to light, as was also the case with amblygonite and petalite, so that now hundreds of tons, principally containing these minerals, have been recovered from the eastern quarry and heaped.

Like several of the other Varuträsk minerals, spodumene occurs in differing modifications. The first specimen found was semitransparent of a wine-yellow colour. This type has as yet only been found in one more specimen and is evidently of rare occurrence. The later and greater finds are translucent to opaque and of a milky white colour.

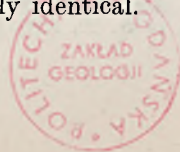
Parts of the larger masses of spodumene show a distinctly columnar structure, other parts are developed in lamellar or tabular forms. In the eastern quarry many individual crystals attain huge dimensions. Fig. 1 shows a single crystal measuring over $1\frac{1}{2}$ m in length, and still its upper part is not preserved. The diameter of this individual is between 25 and 30 cm. The spodumene of Varuträsk is often very much intermixed with quartz; many single specimens are found to consist of only these two minerals in about equal proportions.

Cleavage is in the more massiv forms especially prominent after (100), occasioning the pronounced tabular structure of this modification. The more slender columnar crystals show well defined prismatic faces and good cleavage also after (110).

The optical properties show no divergences in the different types.

Refractive indices: $\alpha = 1.661$, $\beta = 1.666$, $\gamma = 1.676$, $\gamma - \alpha = 0.015$.

Two analyses on the two different types of spodumene from Varuträsk have been executed by Miss BERGGREN, which show that the two modifications are also chemically practically identical.



	1.	2.
H ₂ O < 105°	0.06	0.07
H ₂ O > 105°	0.48	0.24
SiO ₂	64.89	64.34
TiO	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.74	27.01
Fe ₂ O ₃	0.57	0.24
FeO	0.04	0.00
MnO	0.01	0.01
CaO	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00
K ₂ O	0.16	0.08
Na ₂ O	0.05	1.04
Li ₂ O	7.12	7.00
	100.12	100.03
Sp. gr.	3.163	3.130

1. Spodumene, Varuträsk. Semi-transparent, wine-yellow type.
2. Spodumene, Varuträsk. Opaque, milky white type.

The complete absence of CaO and MgO in both analyses as well as the low content of FeO and MnO show the spodumene of Varuträsk to be of exceptional purity. The proportions of the three principle components in both analyses come very near the theoretical composition for spodumene, which requires 64.5 SiO₂, 27.4 Al₂O₃ and 8.1 Li₂O. The somewhat higher content of Fe₂O₃ in the semitransparent type, anal. no. 1 above, is of interest as a higher amount of Fe₂O₃ is characteristic of the gem varieties kunzite and hiddenite, towards which this type by its semitransparent development shows a tendency to converge.

At Varuträsk the spodumene has frequently succumbed to intensive hypogene alteration, as also reported from so many other similar localities. Reviewing the literature on alteration products of spodumene, one meets only few detailed descriptions of the decomposition processes; in most cases a short notice that spodumene has been found highly altered to some clay substance, to pinite or killinite or other vaguely defined secondary products is all that is given. A short recapitulation of the rather scanty literature on the subject can be convenient to have at hand and may therefore precede the description of the alterations at Varuträsk.

From the pegmatites of Goshen and Chesterfield, Mass., JULIEN¹ has first in 1879 given a detailed description of the alteration of spodumene. The following year BRUSH and DANA's excellent investigation on the same subject, relating to the pegmatites of Branchville, appeared in print. The alteration products at the former locality were according to JULIEN cymatolite and killinite, analyses were given for both these minerals and formulas calculated. BRUSH and DANA² have, however,

¹ Ann. N. Y. Acad. Sc. 1, 1879, p. 18.

² Am. Journ. of Sc. 20, 1880, p. 257.

conclusively shown that the corresponding cymatolite from Branchville is not a definite mineral but only »a remarkably uniform and intimate mechanical mixture of muscovite and albite». The same authors describe another alteration product of the Branchville spodumene under the name of β -spodumene, at first sight also an apparently homogeneous



Fig. 1. Large Spodumene Crystal, Eastern Quarry, Varutråsk. Over $1\frac{1}{2}$ m in length. Upper part fresh, lower part, below broken line, highly altered to cimolite.

substance which seemed to mark the first step in the alteration. Further studies showed however that also this substance was an intimate mechanical mixture of two minerals, eucryptite (Na-nephelite) and albite. BRUSH and DANA further name killinite as a third alteration product of spodumene from Branchville but come to the conclusion that this »hydrous silicate of aluminium and potassium, ordinarily included among the pinite group of minerals» is a »more or less impure material, having the same want of homogeneity and definite composition that is so often observed among the minerals of the pinite group». It was however considered to be formed immediately from the original spodumene, since it so commonly showed its cleavages. Lastly a

fourth alteration product is described as montmorillonite, occurring so intimately with spodumene that it is presumed to owe its origin to that mineral.

Of other authors, who have dwelt on the alterations of spodumene, I will restrict myself to those of later date as inbetween very little of any consequence has been published.

LANDES¹ mentions incidently that spodumene of the Maine pegmatites is often intently kaolinized. Often the original structures of the spodumene are preserved, giving a true pseudomorph of kaolin after spodumene. JENKS² speaks of pinite as a dull green replacement of spodumene from Collins Hill, Portland, Conn., working in from crystal boundaries or along cleavages. A nearer description of the alteration product is lacking.

SCHWARTZ and LEONARD³ give an interesting series of analyses relating to the alteration of spodumene from Etta Mine, S. Dakota. The more complete stages of decomposition are described as «corresponding closely to the descriptions of killinite». Some optical observations, principally indices of refraction, are given, but it is difficult to form an opinion of the so called killinite as a mineral species. The name killinite was given already in 1836 as an alteration product of spodumene from Killiney Bay⁴ in Eire, but hardly specified as a definite mineral.

Later SCHWARTZ⁵ has described an alteration of spodumene to kaolinite, also from Etta Mine, which in this connection is of special interest as two different alteration products of spodumene from the same locality have been identified, which both show near chemical relationship to the alterations of spodumene at Varuträsk.

The alteration products of spodumene at Varuträsk are especially conspicuous in the large quarry of 1937 on the eastern wing of the pegmatite. The photograph in fig. 1 shows, as already mentioned, a large spodumene crystal, over 1½ m in length. The upper part of the crystal, over the dotted line, is perfectly fresh, so also the horizontal side individual. The entire lower part of the crystal, from the dotted line downwards, is on the other hand found to be completely altered to a clay-like substance of a light grayish-green colour. Nearby a very different alteration in the form of coarse, laminated aggregates of a green mineral as complete pseudomorphs after spodumene is found. It may be said that on the whole the alterations of spodumene at Varuträsk are of a varying character.

¹ Am. Min. 10, 1925, p. 396.

² Am. Journ. of Sc. 30, 1935, p. 195.

³ Am. Journ. of Sc. 11, 1926, p. 265.

⁴ THOMSON, Min. 1, 1836, p. 330.

⁵ Am. Journ. of Sc. 23, 1937, p. 303.

In proceeding to describe these different alteration products it will be found most opportune first to deal with the chemical side of the problem and after that to discuss the mineralogical properties of the different species. This sequence is taken as the analytical work in this instance gives surer indications than the microscopical determinations, which in consequence of the finely dispersed material in many cases are unreliable.

Four complete analyses of the principle types of alterations, IA, IB, IC, ID below, have been executed by Miss BERGGREN. One of the analyses above of the fresh spodumene is given under 1 for comparison.

	1.	1A.	1B.	1C.	1D.
H ₂ O < 105°	0.07	8.77	7.69	3.32	2.47
H ₂ O > 105°	0.24	7.17	5.62	11.94	8.90
SiO ₂	64.34	54.71	60.21	44.08	47.05
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	27.01	20.65	16.95	33.77	17.66
Fe ₂ O ₃	0.24	0.95	0.95	1.27	1.56
FeO	0.00	0.33	0.33	1.11	9.51
MnO	0.01	0.05	0.04	0.02	0.07
CaO	0.00	1.55	1.12	0.50	0.00
MgO	0.00	3.41	3.37	1.79	6.65
K ₂ O	0.08	2.18	2.82	0.88	0.19
Na ₂ O	1.04	0.29	0.48	0.27	6.04
Li ₂ O	7.00	0.28	0.45	0.53	0.13
Cl	—	0.03	0.01	—	—
F	—	0.00	0.00	0.00	—
P ₂ O ₅	—	0.03	0.04	0.36	0.00
CO ₂	—	0.00	0.00	0.00	—
	100.03	100.40	100.08	99.84	100.23
Sp. gr.	3.130	2.205	2.383	2.533	2.431

1. Unaltered spodumene, Varuträsk, analysis 2 above (p. 202).
 1A. Cimolite, alteration product of large spodumene crystal, (fig. 1), Varuträsk.
 1B. Cimolite, mottled variety, Varuträsk.
 1C. Kaolinite, pseudomorph after spodumene, Varuträsk.
 1D. Soda-killinite, heterogeneous alteration product of spodumene, Varuträsk.

It is not altogether easy to discuss the analyses above from a mineralogical point of view. Some six dozen or more names have by different authors and at different occasions been applied to varying species of secondary hydrous aluminium silicates from different localities, all more or less connected with the so called clay minerals. HOWE¹ for example gives the names of 61 species up to 1914, all belonging to this motly assembly, and many more have since then been added. Of late however attempts have been made to try and bring some order in the confusion of names, species and varieties, and with the help of structural and optical determinations, combined with chemical analyses, to single

¹ J. A. HOWE, Handbook on Kaoline etc. London 1914.

out and define such species as are to be considered as distinct minerals.¹

The first difficulty in calculating the analyses above is the question of how to handle the often not insignificant amount of monoxides. The trend of American authors of later years has been to separate pure clay minerals from the so called bentonitic clays, the former represented by the general formula $hH_2O \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$, the latter by $hH_2O \cdot rRO \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$. TOMKEIEFF has in his elaborate recalculation of 689 clay analyses, perhaps somewhat arbitrary, drawn the separation line at 10 % impurities, discarding as true clay minerals those that show more than 10 % R_2O and RO oxides combined. The latter are referred to the bentonitic clays, which in their turn grade into the group of hydro-micas (illite)² and thence on to true micas. TOMKEIEFF³ characterizes the three groups as follows:

Pure clay minerals	$RO = O$	$R_2O = O$
Bentonitic clays	$RO < H_2O$	R_2O small amount
Micas	$RO > H_2O$	R_2O considerable amount

A second difficulty arises concerning the content of H_2O in the analyses. Most older and many new analyses fail to differentiate the water below and above 105° and, besides that, uncertainty still rules concerning the rôle of the water in many minerals of the group. To ascertain something in this respect concerning the analysed material from Varuträsk, successive dehydration was undertaken on the alteration products of analyses 1A and 1B with the following results:

	%	
30°—40°	1.82	1.68
50°	1.18	1.29
65°	1.84	1.71
83°	1.51	1.78
105°	0.29	0.22
125°	0.81	0.72
142°	0.73	0.79
200°	0.17	0.36
500°	1.73	0.24
850°	3.64	3.56
1 000°	0.00	0.00

6.64

6.68

7.08

5.67

Both samples give somewhat lower $H_2O < 105^\circ$ than the complete analyses above, but this was anticipated as the sample for dehydration

¹ Cfr ROSS and KERR, U. S. Geol. Survey, P. P. 165, 1931.

ROSS and SHANNON, Journ. Wash. Ac. of Sc. 15, 1935.

WHERRY, Am. Min. 10, 1925.

TOMKEIEFF, Min., Mag. 23, 1933.

RIES, CLAYS, their Occurrence, Properties and Uses, New York and London 1927.

ROSS and KERR, Journ. of Sed. Petrology, 1, 1931.

² GRIM, BRAY and BRADLEY, Am. Min. 22, 1937, p. 813.

³ l. c. p. 475.

was not ground as fine as for the analyses, this to avoid hygroscopic reaction. In both the series of dehydration a marked minimum is visible at 105° . In discussing the mineral constitution it seems therefore most appropriate to reckon only with $H_2O > 105^\circ$, but in the tables below values calculated with total H_2O are also given for comparison.

As the first three analyses (1A, 1B and 1C in the table above), conform with TOMKEIEFF's demand on relative purity for his method of calculation (under 10 % impurities), I have for these three analyses calculated his ratios *h* and *s*, being the molecular ratios $H_2O : Al_2O_3$ and $SiO : Al_2O_3$. The ratios work out as follows:

Analysis	1A.	1B.	1C.
<i>h</i>	1.94	1.88	2.00
<i>s</i>	4.45	6.04	2.22

As might be presumed by megascopic as well as by microscopic examination, the two first analyses show near relationship, whereas the third indicates a marked divergency. In TOMKEIEFF's diagram 1A and 1B lie near each other in the region where the «cimolite field imperceptibly passes upward into the field of montmorillonite», with a tendency, (because of somewhat high *s* ratio), to approach the corresponding field within the Fullers earth group. The third analysis 1C indicates a mineral belonging to the kaolinite group, *sensu strictu*.

The two first analyses of the alteration products of the Varuträsk spodumene, (1A and 1B), may therefore chemically be classified as belonging to the cimolite-montmorillonite group. This group, however, shows a great variety in composition. According to TOMKEIEFF *h* varies from 2.4 to 7.4 and *s* from 2.8 to 5.6 within the montmorillonite group only. The essential amounts of RO and R_2O oxides in many minerals of these groups cause them also to grade into the group of bentonitic clays. The relatively high content of RO— R_2O oxides in the two analyses here in question indicate a transitional position also here to the bentonites.

The third alteration product, 1C, is chemically well restricted as belonging to the kaolinite group. Mineralogically the chemical fixation is insufficient, as at least three definite mineral species belonging to this group, with identical chemical composition and very nearly identical optics but with different lattice structure, have of late been identified.¹ The discussion so far is however given from a wholly chemical point. We will below deal with the alteration products from a more mineralogical point of view and in that connection return to the position of this third species.

¹ Cfr. ROSS and KERR, U. S. Geol. Survey, P. P. 165, 1931.

The fourth analysis, 1D, shows 23.92 % RO and R₂O oxides and must therefore, definitely be classed in the group of bentonitic clays according to the general formula $hH_2O \cdot rRo \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$. TOMKEIEFFS ratios for the mineral would be:

$$h - 3.45 \quad r - 2.20 \quad s - 4.28$$

Only reckoning with the h — s ratios, the mineral would fall near the two first analyses, (1A and 1B), in the field of cimolite — montmorillonite, and might therefore be said to represent a bentonitic equivalent to the two other and purer alteration products. The term bentonite has however been restricted to decomposition products, derived from volcanic ash. It is therefore no longer a mineralogical name, but signifies a complex and characteristic alteration of pyroclastic material, involving hydration, devitrification and leaching of alkalis as well as other bases.¹ Montmorillonite and beidellite are considered chief components. In any case this fourth alteration product of the spodumene at Varutråsk seems to denote a distinct and specific decomposition, characterised by high bentonitic contents of R₂O and RO, amongst which Na₂O and FeO are prominent.

We have above discussed the 3 first analyses exclusively as pure hydrous aluminium silicates, leaving out of reckoning the content of R₂O — RO oxides, as TOMKEIEFF has done in his diagrammatic handling of the problem. This may be permissible to get a general idea of the mutual relations of the different subspecies, but is hardly passable from a strictly mineralogical point of view. As we however know little of the allotment of the monoxides in the clay minerals, there seems only two ways of recalculating the analyses in a uniform way, free from speculative suppositions. The one is to reckon with Al₂O₃ being substituted not only by Fe₂O₃, but also by the united R₂O — RO oxides, the other is to calculate the analyses according to the general formula $hH_2O \cdot r(R_2O, RO) \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$. The results of such recalculations of the four analyses of the alteration products are given below:

I. Calculation according to the formula: $h(H_2O + 105^\circ) \cdot r(R_2O, RO, R_2O_3) \cdot sSiO_2$.	
Anal.	
1A	H ₂ O : (R ₂ O, RO, R ₂ O ₃) : SiO ₂ = 1.38 : 1 : 3.15
1B	» » » = 1.38 : 1 : 4.43
1C	» » » = 1.78 : 1 : 1.97
1D	» » » = 1.56 : 1 : 2.47
Same calculation, but with total H ₂ O, (+ and — 105°).	
1A	H ₂ O : (R ₂ O, RO, R ₂ O ₃) : SiO ₂ = 3.06 : 1 : 3.15
1B	» » » = 2.95 : 1 : 4.43
1C	» » » = 2.27 : 1 : 1.97
1D	» » » = 1.99 : 1 : 2.47

¹ H. RIES, Clays, their Occurrence, Properties and Uses. New York & London 1927, p. 365.

II. Calculation according to the formula $h(\text{H}_2\text{O} + 105^\circ) \cdot r(\text{R}_2\text{O} \cdot \text{RO}) \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot s\text{SiO}_2$.

Anal.

1A	$\text{H}_2\text{O} : (\text{R}_2\text{O}, \text{RO}) : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1.91 : 1.16 : 1 : 4.37$
1B	» » » » = 1.81 : 0.94 : 1 : 5.82
1C	» » » » = 1.95 : 0.29 : 1 : 2.16
1D	» » » » = 2.71 : 2.20 : 1 : 4.28

Same calculation, but with total H_2O , (+ and $- 105^\circ$).

1A	$\text{H}_2\text{O} : (\text{R}_2\text{O}, \text{RO}) : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 4.24 : 1.16 : 1 : 4.37$
1B	» » » » = 3.88 : 0.94 : 1 : 5.82
1C	» » » » = 2.50 : 0.29 : 1 : 2.16
1D	» » » » = 3.45 : 2.20 : 1 : 4.28

Taking the calculation II above according to the formula $h\text{H}_2\text{O} \cdot r(\text{R}_2\text{O}, \text{RO}) \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot s\text{SiO}_2$, with only $\text{H}_2\text{O} > 105^\circ$ included, as at present best expressing the nature of the mineral composition, all four species have also in this mode of reckoning on the whole retained their position in TOMKEIEFF' classification.

Analyses 1A and 1B may therefore be said, even in different ways of calculation, to refer respective minerals to the cimolite group, nearest answering to the formula $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. The slightly higher content of SiO_2 in 1B is probably due to a small content of colloidal silica.¹ Cimolite however does not belong to the well specified clay minerals, even if analyses have been published, more or less answering to the theoretical formula above. The question arises if it would not be more adequate to refer cimolite to a series of more or less hydrated pyrophyllite, as already indicated by TOMKEIEFF. LOEVINSON-LESSING² has from Pyshminsk described a mineral under the name pseudo-pyrophyllite with $\text{H}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2 : 1$. At any rate the low percentage of $\text{H}_2\text{O} > 105^\circ$ excludes the two first alteration products, as represented by analyses 1A and 1B, from montmorillonite, as even counting with total H_2O content, the ratio $\text{H}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ stays round 4 instead of 6 for montmorillonite proper. We may therefore conclude that the most usual alteration of spodumene at Varuträsk results in the formation of a clay mineral, in its chemical composition nearest corresponding to cimolite with the formula $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$.

The third analysis 1C need not be rediscussed in this connection, as it shows only an insignificant content of $\text{R}_2\text{O} - \text{RO}$ oxides and retains its place in the kaolinite group. Also concerning the fourth analysis, 1D, there is nothing to be added from a chemical point of view. Because of the high content of $\text{R}_2\text{O} - \text{RO}$ oxides it was from the beginning referred to the group of bentonitic clays, and the calculated r ratio 2.20 conclusively places this alteration products, as far as its chemical composition is concerned, in this field. The surprisingly high content

¹ Cfr. PORTER, U. S. Geol. Survey Bull. 315, 1907, p. 268.² Z. für Kr. 28, 1897, p. 516.

of Na_2O against K_2O is however a feature of significance, which will be discussed below in connection with the paragenetic side of the problem.

For comparison and convenience a synopsis of proposed formulas and known indices for the principle kaoline minerals is here appended.

The Kaoline Mineral Group.

		Indices		
		α	β	γ
Collyrite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \frac{1}{2} \text{SiO}_2 \cdot 4 - 6 \text{H}_2\text{O}$		1.542	
Allophane	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1 \text{SiO}_2 \cdot 4 - 10 \text{H}_2\text{O}$		1.47—1.49	
Nacrite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	1.557	1.652	1.563
Dickite	» » »	1.560	1.562	1.566
Kaolinite	» » »	1.561	1.565	1.566
Halloysite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$		1.538—1.557	
Leverrierite	$\text{RO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$		1.6	
Anauxite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	1.559		1.564
Illite	$\frac{1}{2} \text{RO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot 1\frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$	1.565		1.598
Beidellite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$	1.494		1.536
Pyrophyllite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 1 \text{H}_2\text{O}$	1.552		1.600
Cimolite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	1.522	(1.51)	1.534
Montmorillonite	$(\text{RO}) \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$	1.493		1.516
Smectite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2$		1.403	
Termierite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2$			

The whole discussion of the secondary alterations of spodumene has as yet been dealt with from a purely chemical point. We will now turn to the mineralogical side of the problem.

Beginning with the most common alteration, the large crystal, fig. 1, gives a good example of the whole process, restricted within the limits of one spodumene individual. The whole lower part of the crystal is, as already mentioned, completely changed to a soft greenish clay-like substance (anal. 1A), that can easily be detached by hand. After only a day indoors it hardens and becomes brittle. Under the microscope it is seen to be homogeneous, consisting of a finely dispersed network of slender prismatic crystals. A good basal cleavage is generally observable. The mineral is optically negative with large axial angle. Refrindex was found to be:

$$\alpha = 1.537 \quad \gamma = 1.544 \quad \gamma - \alpha = 0.007$$

A comparison with known indices of minerals, to which this species chemically is nearest related is given below.

The transition from the perfectly fresh upper part of the spodumene crystal to the wholly decomposed lower part is singularly sharp. An intermediate zone of only some 10—15 cm divides the fresh material from the complete alteration product. The material of this transition zone is of interest as it shows the process of alteration in different stages. In thin section one here meets a very heterogeneous product with

rests of fresh spodumene dispersed amongst at least two different clay minerals, of which the one is the same as the secondary mineral described above (cimolite), the other to all evidence is halloysite. The latter mineral is wholly isotropic with essentially lower index of refraction, $n < 1.50$, (halloysite according to LARSEN: $n = 1.470-1.542$).

At least megascopically an alteration product of spodumene found nearby on the northern wall of the large quarry of 1937 is somewhat diverging in appearance. The pegmatite mass is here composed of huge amblygonite crystals, (cfr. this journal 1937 p. 457 and fig. 2), masses of quartz, rubidiummicrocline, cleavelandite and smaller amounts of petalite and spodumene. The spodumene is partially or entirely altered to a hard and brittle secondary product of a light green or mottled green and pink colour. Under the microscope it is seen in general to consist of a homogeneous substance, dispersed in minute flakes or, more sparingly, in narrow, fibrous streaks. Sometimes or rather in some sections, a few larger grains of another kaoline mineral with distinctly lower refringence (halloysite?) are to be observed. Of the dominant alteration product, (anal. 1B), the following refraction indices were found:

$$\alpha = 1.522 \quad \gamma = 1.534 \quad \gamma - \alpha = 0.012$$

As is to be expected the indices of the two alteration products handled above show values between those of pyrophyllite and montmorillonite between which species the chemical analyses definitely seems to place them. As a hydrated subspecies of pyrophyllite the indices are lower than for that mineral, but distinctly higher than for the still higher hydrated montmorillonite, as seen below:

	α	γ	$\gamma - \alpha$
Pyrophyllite	1.552	1.600	0.008
Cimolite 1. (as above)	1.538	1.544	0.008
Cimolite 2. (as above)	1.522	1.534	0.012
Montmorillonite	1.493	1.516	0.023

Cimolite as a mineral species is as yet but vaguely defined, and optical determinations are unsatisfactory. Larsen gives in this tables 1.51 as medium index of refraction, other and more exact values are hitherto lacking. I have above used the name cimolite without pretention of characterising the mineral as a definite species. The principle reason has been that the chemical composition places both species in the cimolite field of TOMKEIEFF's diagram, nearest corresponding to the theoretical formula $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. The possibility must however be left open that the apparently homogeneous mineral in reality may represent a very intimate mechanical mixture of several ingredients, as was found

with cymatolite from Brancheville. DITTLER¹ presumes that the cimoto from Bilin may represent an aggregation of minute anauxite flakes, consolidated by a SiO₂ gel.

We now come to the third type of alteration of the Varuträsk spodumenes as represented by analysis 1C. This already megascopically distinct species is found only some few meters from the large spodumene crystal described above. The alteration product occurs in the form of coarse, laminated aggregates. Individual crystals reach over one cm in length and represent to all appearance complete pseudomorphs after spodumene. The secondary mineral is dark olive-green of a greasy lustre, its hardness is only about 2. Microscopical and chemical examination coincide in classifying also this mineral as belonging to the clay minerals, though in quite other development than in the cases related above.

Determinations of refractive indices gave:

$$\alpha = 1.543 \quad \gamma = 1.556 \quad \gamma - \alpha = 0.013$$

As the mineral according to the analysis 1C belongs to the kaolinite group, we can restrict ourselves to discuss its mineralogical position in the light of ROSS' and KERR's recent subdivision of this group with the minerals nacrite, dickite and kaolinite as distinct and structurally well defined species. For these minerals the following indices are given:

Nacrite	Dickite	Kaolinite	Anal. 1C, Varuträsk.
1.557	1.560	1.561	1.543
1.563	1.566	1.566	1.556
0.006	0.006	0.005	0.013

The Varuträsk species has evidently distinctly lower indices than those recorded by ROSS and KERR for any of their minerals of the kaoline group. In overlooking the optics of the kaoline minerals in general, I found no nearer coincidence with Varuträsk 1C till I came upon SCHWARTZ' and LEONARD's paper² on the alteration of spodumene in the Etta Mine of S. Dakota. Six analyses are there published, representing »a gradation in hand specimens from perfectly fresh material to the most altered that could be found». The indices given for the most altered material are $\alpha = 1.541$ and $\gamma = 1.563$ against 1.543 and 1.556 resp. in our mineral. The unusually low values for α are almost identical. The relatively high content of R₂O and RO oxides in the Etta Mine material which is described under the name killinite and said closely to resemble the killinite from Brancheville as described by BRUSH and DANA, bring however that product into the group of bentonitic clays, whereas the

¹ T. M. P. M. 39, 1923, p. 92.

² Am. Journ. of Sc. 11, 1926, p. 265.

optically corresponding mineral from Varuträsk is essentially a true member of the kaolinite group.

SCHWARTZ has, however, as already referred to above, later described a pure kaolinite alteration of spodumene from the same locality, and gives the mean refractive indices for the same to be above 1.550 and below 1.553, observing that this is »somewhat low for kaolinite». These values for the mean index might however indicate full correspondance with our alteration product 1C at Varuträsk. As also the two analyses are all but identical, it seems very possible that we are dealing with the same alteration product from two widely separated localities of the same character.

The two closely corresponding analyses are for comparison reproduced below:

	Anal. 1C Varuträsk.		Kaolinite Etta Mine
H ₂ O < 105°	3.32		3.09
H ₂ O > 105°	11.94		11.77
SiO ₂	44.08		47.56
Al ₂ O ₃	33.77	} 35.04	35.35
Fe ₂ O ₃	1.27		0.14
FeO	1.11		0.10
MnO	0.02		—
CaO	0.50		0.60
MgO	1.79		0.51
K ₂ O	0.88		0.73
Na ₂ O	0.27		0.12
Li ₂ O	0.53		tr.
P ₂ O ₅	0.36		—
	99.84		100.17
Sp. gr.	2.553		2.514

To try and definitely locate the mineral 1C within the kaolinite group, prof. WESTGREN kindly undertook to take some X-ray diffraction photos. Though an excellent X-ray pattern was obtained, it has been found necessary to await comparative material, kindly promised from U. S. A., before drawing definitive conclusions. For the present it must suffice, that a mineral of the kaolinite group also partakes as an alteration product of spodumene at Varuträsk.

The fourth type of alteration of spodumene at Varuträsk (anal. 1D) is under the microscope found to be impure. It is seen to consist of at least 4 different minerals. The first and in some thin sections the principle ingredient one would at first sight take for rests of a slightly changed and pigmented spodumene, retaining the high refraction and birefringence as well as the characteristic contours and cleavages of this mineral. The nearly total absence of Li₂O in the analysis excludes however this possibility. It has as yet not been possible to identify this component. One might be tempted to presume the presence of a homo-

geneous Na-spodumene, an alteration product where Na has substituted Li in the spodumene molecule without any further breakdown of the mineral in the sense of BRUSH and DANA's β -spodumene, which resulted in the formation of an intimate mixture of eucryptite and albite. In this connection it may be remembered, how easily many lithium minerals, for example petalite, spodumene or lepidolite, give off their content of Li_2O and absorb Na_2O , CaO or MgO , when only heated to a certain point with the corresponding sulphate salt. Technical methods for regaining Li out of these minerals in this way have during the last years been patented (for example 1935 D. P. 616 397). According to the description of the patented processes, instead of Li_2O an equivalent amount of Na_2O , CaO or MgO enter the molecule without change of the other constituents, (Al_2O_3 and SiO_2).¹

Two other components of this fourth alteration product are a mineral belonging to the kaoline group, probably identical with cimolite as described above, and the same isotropic clay mineral which was found in the transition zone between fresh and altered spodumene of the large crystal and there taken for halloysite. A fourth component has all the characteristics of a hydromica and is probably illite.

One is tempted to seek the nearest parallel of this alteration product in the somewhat vaguely defined mineral killinite as first described as an alteration of spodumene from Killiney Bay in Eire and later in the same paragenetic association by JULIEN² from Chesterfield, New Hampshire, by BRUSH and DANA³ from Branchville and by SCHWARTZ and LEONARD⁴ from Etta Mine, S. Dakota, in all cases as definite alteration products of spodumene and in some cases as clear pseudomorphs after the same mineral. The high content of FeO , (9.51 %), and the inverted proportions of the alkalies (in Chesterfield for example 7.24 K_2O and 0.78 Na_2O against 0.19 K_2O and 6.04 Na_2O at Varuträsk indicate however that pronounced differences in the chemical solutions have been at hand. But the mode of occurrence as well as the general trend of the decomposition processes seems to have been much the same in all the cases related. It is possible that the essential difference lies in the dominating content of sodium in the solutions, which after the cleavelanditic phase of albitisation have affected the hypogene alteration at Varuträsk. One might in this sense term the alteration product a soda-killinite, exceptionally rich in iron.

Recently GRIM, BRAY and BRADLEY⁵ have proposed the name illite

¹ Cfr. also DITTLER and HOFFMANN, Akad. Anz. Wien. 24, 1936.

² Ann. New York Acad. 1, 1879, p. 18.

³ Am. Journ. Sc. 20, 1880, p. 257.

⁴ Am. Journ. Sc. 11, 1926, p. 259.

⁵ Am. Min. 22, 1937, p. 813.

as a general term for certain hydromicas. In discussing the relations of illite to micaceous clays the authors draw attention to a possible relationship with the killinites of BRUSH and DANA as well as of SCHWARTZ and LEONARD as alteration products of spodumene. GRIM, BRAY and BRADLEY evidently purposely avoid using the name killinite and as it never has been characterised as a definite or homogeneous mineral, it may best be dropped as a mineral species, though lately revived by SCHWARTZ and LEONARD. The name killinite may however still be useful as a general term¹ for an heterogeneous hypogene alteration product of spodumene, already recorded from four different localities, principally consisting of a mixture of several minerals of the kaoline group and a micaceous mineral, probably identical with the new mineral illite. At Varuträsk the killinite, because of its high content of sodium termed soda-killinite, seems principally to consist of a somewhat problematic secondary Na-spodumene, cimolite, halloysite and some illite.

Summarizing the foregoing results of the alteration of spodumene at Varuträsk, we are led to conclude that three different end products are formed, which may be characterized as follows:

1. Analyses 1A and 1B represent an alteration into clay minerals belonging to the cimolite group, in consequence of a not insignificant amount of R_2O — RO oxides grading towards the bentonitic clays.
2. Analysis 1C represents a pseudomorphous alteration of spodumene to a mineral of the kaolinite group. It seems identical with the alteration product of spodumene, described by SCHWARTZ as kaolinite from Etta Mine.
3. Analysis 1D represents a heterogeneous alteration product, composed of different minerals in varying proportions. The chief ingredient may represent a Na-spodumene, differing from BRUSH and DANA's β -spodumene by being homogeneous throughout. The other ingredients are an isotropic clay mineral, probably halloysite, another clay mineral belonging to the cimolite group and a hydrous mica, which may be illite.

All the different alteration products of spodumene at Varuträsk are interpreted as the result of hypogene decomposition, closely succeeding the cleavelandite invasion in the sequence of hydrothermal pegmatitisation.

Mineralogical Inst. University of Stockholm, Febr. 1938.

¹ Analogous with the use of the term bentonite.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

XI. The Niobate-Tantalate Group.

By

PERCY QUENSEL and THELMA BERGGREN.

(MS. received March 14th, 1938.)

Minerals belonging to the niobate-tantalate group are at Varuträsk represented by several species. One is to all evidence new, intermediate between stibiotantalite and microlite, for which the name stibiomicrolite is proposed. The others belong to the normal series of the columbite-tantalite group.

I. Stibiomicrolite.

In september 1936 TH. BERGGREN spent several days at Varuträsk on the lookout for new minerals which might have come to light through exploratory working of the Boliden Co. during the summer months. Besides some specimens, which were later found to be the new mineral varulite, and a rich assortment of valuable material in general, a few specimens of a grayish semimetallic mineral were collected, which could not be identified with anything as yet known from the pegmatite. No further material has since been forthcoming. The find was made just north of the locality for allemontite on the western wing of the pegmatite. The mineralisation is here especially characterised by large amounts of petalite, green tourmaline, cookeite and small nodules of triphylite. On the largest specimen, now amongst the collections of our institute, one can observe how the mineral in question, associated with green tourmaline, cleavelandite and some cookeite, is located to a large quartz lens, on one side sharply bounded by coarsely developed lamillar cleavelandite.

The mineral occurs in thick crystals of up to 3 cm in length. A preliminary analysis, executed by Miss INGRID SVEDBERG soon after the find, gave 47.2 % Ta_2O_5 , 12.7 Nb_2O_5 , 19.6 Sb_2O_3 and 0.04 As. A complete

analysis was then made by TH. BERGGREN, which gave the following results:

		Mol.Prop.				
H ₂ O < 105°	0.16	—				
H ₂ O > 105°	1.11	0.062	61	2		
SiO ₂	1.38	—				
TiO ₂	0.00	—				
ZrO ₂	0.00	—				
Sb ₂ O ₃	25.3	0.087	}			
As ₂ O ₃	0.00	—				
Bi ₂ O ₃	0.10	0.000			94	3
Al ₂ O ₃	0.50	0.005			}	
Fe ₂ O ₃	0.26	0.002				
Ta ₂ O ₅	52.3	0.118	}	5		
Nb ₂ O ₅	11.8	0.044			162	
MnO	0.08	0.001	}	4		
CaO	5.32	0.095				
MgO	0.00	—			120	
K ₂ O	0.00	—				
Na ₂ O	1.50	0.024				
Pb, Cu	0.00	—				
U, Y, Th, Ce	0.00	—				
	99.81					
Sp.gr.	5.735					

TH. BERGGREN remarks to the analysis that on igniting a sample, a small amount of Sb is given off. The difference between loss on ignition and determination of H₂O > 105° is 0.45 %. As native antimony has conclusively been found to partake as a component of disintegration, as will be shown below, it is probable that the difference of 0.45 % equals the amount of native Sb present. This amount seems however in different specimens to be rather variable; the analysis above was executed on material, supposed to be poor in native antimony.

Soon after the analysis was finished, dr ÖDMAN, mining geologist of the Boliden Co., prepared and studied some polished slabs in reflected light and came to the conclusion that the mineral in its present state did not represent a homogeneous substance. In a private communication of dec. 1936 he refers to three components, symmetrically building up the mineral and describes his observations as follows:

»Of the three components one is metallic with a lustre and general appearance indicating a native metal. In first instance one would surmise antimony; a comparative study of native Sb from France shows identically the same appearance in reflected light. Concerning the other two components it is more difficult to form an opinion.

The kernel parts of the disintegrated mineral are more opaque than the surrounding substance and resemble in reflected light minerals of the tantalite group.»

ÖDMAN has kindly taken two photographs of the phenomena as seen in reflected light, which with grateful acknowledgement are reproduced here (Pl. V).

Under the microscope the mineral is, as anticipated by ÖDMAN, found to be a heterogeneous product, though only two components appear in the sections studied, intimately associated with each other. Without crossed nicols the two phases are hardly distinguishable from one another. Both are fully transparent, faintly yellow to colourless and have the same lustre and high refringence (over 2.00). One would at first sight only suspect the presence of one homogeneous mineral. On crossing the nicols however, the picture changes radically, as two components of different optical symmetry appear, one anisotropic, showing high interference colours, the other wholly isotropic.

Though characterised by very high birefringence, it has not been possible to obtain any reliable interference figures of the anisotropic component. It would seem as if apparently uniform individuals in many cases were composed of a disordered accumulation of smaller grains, individually hardly distinguishable under the microscope. The interference colours infer a birefringence well over 0.060. As will be shown later on, this component is in all probability identical with the mineral stibiotantalite and the difficulty in obtaining any interference figure is evidently due also to the extreme refringence and strong dispersion, characteristic of that mineral. PENFIELD and FORD¹ give for stibiotantalite from Mesa Grande, San Diego, Cal. refraction indices higher than for diamond, ($\alpha = 2.3977$, $\gamma = 2.4588$), and remark that »the divergence of the optical axes, $2V$, is so great that $2E$ can not be observed. In fact the mean indices of refraction of the mineral is so far above that of our highest refractive liquids, that it was with the greatest difficulty that $2H$ could be observed». PENFIELD and FORD give for the Mesa Grande stibiotantalite $2V = 72^\circ 37' - 75^\circ 58'$. The vague indications obtainable on the Varuträsk material of an axial figure also intimate a large axial angle and very strong dispersion.

The isotropic component is, as mentioned, in ordinary light hardly distinguishable from the anisotropic mineral. It is seen to occur as mantles around or in narrow veins intersecting the other component in different directions but with a tendency to follow plains

¹ Am. Journ. of Science, 22, 1906, p. 72.

at right angles. The general appearance is, especially in the vein material, nearest that of an amorphous substance.

The probable significance of these two components will be discussed in more detail below. As the material megascopically shows a uniform appearance, it lies near at hand, taking into consideration also ÖDMAN's observations, to presume that a primary homogeneous mineral has become unstable and broken down into several phases, in the same way as has been the case with allemontite from the same locality.

The three dominating elements in the analysis, Sb, Ta and Nb, naturally point to a relationship with the mineral stibiotantalite, known from the Li-pegmatites of San Diego, Cal. SCHALLER has also recorded a stibiocolumbite from the same locality. The appreciable amount of CaO must however be taken into reckoning and seems to infer a distinct species.

A discussion of the chemical composition will have to deal with two different problems, one referring to the different phases of disintegration, actually present, the other relating to the primary homogeneous mineral which preceded the epoch of disintegration.

Concerning the first question, the composition of the heterogeneous product as it is now found, studies of thin sections and polished slabs had already confirmed the existence of three different components. Prof. WESTGREN, who kindly has undertaken an X-ray examination of the material at hand, has from his X-ray powder photographs been able to conclude that no less than four phases partake. Though mainly a mixture of stibiotantalite and a mineral of the microlite type, there is also some senarmontite as well as a small amount of native antimony present. A report of this investigation is just concluded and is published as next number in this series.

Returning to the observations in thin sections and in reflected light, it is obvious that the kernal parts in ÖDMAN'S photographs and the anisotropic mineral of the thin sections with its high birefringence must represent WESTGREN'S stibiotantalite phase, whereas the surrounding mantle in the photos, evidently corresponding to the isotropic mineral of the thin sections, must be the equivalent to the mineral of microlite type. Microlite has, however, hitherto only been known to occur in well-defined octahedral crystals. In the new association before us and as the result of a complete disintegration process it appears at least in part as narrow veins without any crystal form or habit whatever.

The thin coating of native Sb along the cleavages, observed by ÖDMAN and surmised by TH. BERGGREN, is verified by WESTGREN but extended to include also some senarmontite.

We are consequently led to conclude that the disintegration of a primary homogeneous mineral has resulted in the formation of four different phases, represented by the known minerals stibiotantalite, microlite, native antimony and senarmontite. The last phase can in all probability be taken to be a later and secondary oxidation product of Sb, and the following discussion may therefor be restricted to the three first components.

The analysis is found to conform with the X-ray investigation. Leaving out of reckoning the small amounts of native Sb and senarmontite the analysis would correspond to the two principle components stibiotantalite and microlite partaking in the disintegration in proportions 3 : 2. Structural studies have definitely shown the mineral microlite to be isomorphous with atopite and pyrochlore. The formula for the group is according to MACHATSCHKI¹ $X_2Y_2O_6(OH, F)$ or transcribed, in accordance with the applicable part of the analysis, $(Ca, Na)_2(Ta, Nb)_2(O, OH)_7$, which would correspond to the one component of the disintegrated mineral. The formula of MACHATSCHKI is used as applicable in discussing the chemical relations of the one phase. WESTGREN will in his following paper treat the question of the true formula for the atopite-microlite-pyrochlore group in detail with reference to its general validity. The results of his investigation infer that the constitution of the group is of a more complex nature than MACHATSCHKI anticipated.

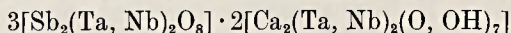
The composition of the second principle component, stibiotantalite, is generally taken as $Sb(Ta, Nb)O_4$. The constitution of this mineral has however also been disputed. H. UNGEMACH² comes to the conclusion that stibiotantalite is to be interpreted as a double oxide of Ta and Sb. He writes the formula $(Nb, Ta)_2O_5 \cdot Sb_2O_3$, imputing a resemblance to cervantite, the usually accepted formula SbO_2 rescribed $Sb_2O_5 \cdot Sb_2O_3$. In stibiotantalite the first component, Sb_2O_5 , is thought to be substituted by $(Nb, Ta)_2O_5$. WESTGREN will in his forthcoming paper also take up this problem, which however, in discussing the analytical data relative to the mineral components here in question, is without significance.

Concerning the thin coating of native antimony it is plausible to assume that a small amount of Sb has been set free in connection with changes in the state of oxidation during the process of disintegration. The reason why the material analysed was supposed to be poor in native antimony, (p. 217), was that the specimen chosen for analysis showed little of the higher metallic lustre, which otherwise seems to follow a richer precipitation of native Sb.

¹ Geol. Förh. Förh. 1932, p. 331.

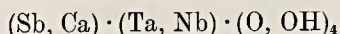
² Bull. Soc. Fr. de Min. 32, 1909, p. 92.

The molecular proportions $\text{Sb}_2\text{O}_3 : (\text{Ca}, \text{Na}_3)\text{O} : (\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5 = 3 : 4 : 5$, as found in the analysis above, answer to stibiotantalite and microlite partaking as the two principle phases of the disintegration in proportions 3 : 2 according to the following formulae for the two components:



The X-ray photographs, the chemical analysis and the observations in transverse and reflected light coincide in identifying stibiotantalite and microlite as the two principle components of the heterogeneous mineral, which is now represented at Varuträsk.

Concerning the homogeneous mineral which must have foregone subsequent alterations, we are restricted to speculation. As nothing has been observed indicating that an interchange of material has taken place, we may count with a chemical composition of the primary mineral, in all main points coinciding with the analysis above. A formula for this mineral may simplest be written



For this mineral, as yet only known in disintegrated condition, the name *stibiomicrolite* is proposed. It may seem inopportune to bring in the term microlite for a mineral which probably has no symmetrical relationship with the cubic mineral microlite. We know however as yet nothing of the symmetry of the original homogeneous mineral, even if it is unlikely that because of its probably complex structure, it should crystallise in the cubic system. On the other hand the name *stibiomicrolite* so well denotes both the chemical nature of the mineral as the two principle components of the disintegration process, that we have let our missgiving fall.

In this connection it is of interest to recall the studies of JOLY and HOLMQUIST¹ on natural and synthetic compounds of Nb and Ta. JOLY found $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ to crystallise in orthorhombic prisms, whereas HOLMQUIST obtained the same product as crystals of cubic symmetry and presumes the existance of dimorphism for both $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ and $\text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_7$. On the significance of the (OH, F) radical in connection with the microlite structure WESTGREN will dwell in his following paper.

2. Columbite — Tantalite.

Minerals of the columbite-tantalite series can be said to belong to the normal association of the lithium-phosphate pegmatites. In larger crystalline masses or in individual, more or less welldeveloped crystals

¹ Cfr HOLMQUIST, Bull. Geol. Inst., Upsala III, p. 225.

they have been either passingly referred to or more closely studied and described from most of the known pegmatite localities of this special character. In older literature we find minerals of this group in the given association first mentioned by DAMOUR in 1848 from Chanteloube in France. In 1863 A. E. NORDENSKIÖLD identified columbite from Tamela in Finland and in 1877 mangantantalite from the Li-pegmatite of Utö in Sweden. On different occasions minerals of the columbite-tantalite group have further been described from the wellknown lithium-bearing pegmatites of Branchville, Chesterfield and Northfield in Massachusetts, from Central Maine, from Black Hills, S. Dakota, and from Pala and San Diego, California. From South Dakota a very detailed crystallographic and chemical description with no less than 15 analyses has been published by W. P. HEADDEN in 1891. LACROIX has recorded columbite from the Li-pegmatites of Madagascar, though there evidently scarce, and recently GEVERS describes minerals of the columbite-tantalite group from a widespread area of related pegmatites in Namaqualand.

The minerals of the columbite-tantalite series are not uncommon in the Varuträsk pegmatite, though as yet not found in any greater quantities. They seem principally restricted to the outer zones of the secondary mineralised parts of the pegmatite, most usually occurring on the boarder line towards the unchanged microcline pegmatite and there associated with muscovite, secondary quartz and cleavelandite. In all probability the formation of the Nb-Ta-minerals belong to the cleavelanditic stage of mineralisation, as their range of distribution seems to coincide with the limits of albitisation against the microcline pegmatite.

The usual mode of occurrence is in the form of flattened crystals between the cleavage lamellae of coarse cleavelandite. More massive crystal aggregates or irregular masses of small dimensions are also occasionally found. The luster is brilliant submetallic, colour ironblack.

The platy crystals generally measure some 2—3 cm. One large crystal, generously presented by dr ÖDMAN to our institute, measured 4—6 cm and showed a good many relatively good faces developed. One of our young collaborators at the institute, O. LUNDQVIST, has measured the crystal and though reflexes in many cases were poor, has succeeded in identifying the following forms:

a (100), b (010), m (110), g (130), z (530), k (103), e (021), o (111), α (113), σ (213).

DANA

(100) : (110)	39°	39° 38'	(100) : (111)	50°
(100) : (130)	69°	68° 5'	(100) : (113)	73°
(100) : (530)	25°	26° 25'	(100) : (213)	63°
(103) : (103)	40°	39° 23 $\frac{1}{2}$ '		
(010) : (021)	29°	29° 20'		

The crystal development shows relationship to columbite crystals from the pegmatites of Standish and Haddam in Maine. Most of the forms are in common and for both occurrences a characteristic feature seems to be that y (210) is wanting and instead z (530) developed.

Three analyses have been made of which two refer to columbite and one to tantalite. The analyses are given in the following tables, where some nearly corresponding analyses of columbite and tantalite from analogous pegmatite localities are cited for comparison.

Table 1. *Columbite.*

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	1.16	0.00	—	—
SnO ₂	3.14	0.76	0.09	0.25
TiO ₂	1.07	0.76	—	—
Al ₂ O ₃	1.20	—	—	—
FeO	10.70	5.62	12.64	11.21
MnO	8.52	13.50	7.51	8.67
Nb ₂ O ₅	61.30	61.00	60.52	61.72
Ta ₂ O ₅	13.60	17.80	19.71	18.93
	100.69	99.44	100.47	100.78
Sp.gr.	5.623	5.460	5.780	5.804

1. Columbite, Varuträsk. Anal. INGRID KAJSER.
2. Mangancolumbite, Varuträsk. Anal. THELMA BERGGREN.
3. Columbite, Haddam, Conn. (HEADDEN, l. c.).
4. Columbite, Sarah Mine, Black Hills, S. Dakota (HEADDEN, l. c.).

Besides the determinations above on sp.gr. (anal. 1—2), three more were made on other material which gave 5.605, 5.468 and 5.289 respectively, the last determination, however, referring to somewhat impure material.

Table 2. *Tantalite.*

	1.	2.	3.
SiO ₂	1.14	—	ign. 0.16
SnO ₂	0.00	—	0.67
FeO	9.81	3.6	1.17
MnO	10.79	9.5	13.88
CaO	0.00	1.2	0.17

	1.	2.	3.
MgO	0.00	—	—
TiO ₂	0.73	—	—
Nb ₂ O ₅	3.00	85.5	4.47
Ta ₂ O ₅	74.00	—	79.81
W	0.00	—	—
Pb	0.00	—	—
Sb	0.00	—	—
Ce, Th, Y, U	0.00	—	—
	99.47	99.8	100.33
Sp.gr.		6.3	7.301

1. Manganotantalite, Varuträsk. Anal. THELMA BERGGREN.
2. Manganotantalite, Utö. (A. E. NORDENSKIÖLD.)
3. Manganotantalite, Sanarka, Ural. (ARZRUNI.)

The analyses above show that species dominant in Nb₂O₅ as well as in Ta₂O₅ are represented at Varuträsk. The first fragments found by dr BÄCKSTRÖM in 1935 were analysed at once and found to be tantalite (anal. 1, table 2). All later finds, of which two have been analysed and several others determined by sp.gr., are columbite. It is evident that representatives of the tantalite end of the series here are of rare occurrence. The only specimen as yet found of tantalite was used up for analyses before mineralogical work was begun at Varuträsk, or at least has not been able to be refound.

The chemical composition of the two analyses of columbite hardly show any conspicuous features. Several of HEADDEN's analyses in his extensive analytical tables from the Black Hills and other U. S. A. pegmatites show very near relations. The two best coincidences are cited in table 1 for comparison.

Whereas in the first analysis of the Varuträsk material FeO and MnO are present in about equivalent amounts, MnO is in the second analysis more than double the FeO content. HEADDEN has only one analysis amongst his 20 published with as high relative percentage of MnO, (from Bob Ingersoll Mine, Black Hills, with 13.55 MnO and 6.29 FeO). The very varying proportions between MnO and FeO in columbites in general hardly invite to attribute much significance to these relations. But as the name manganocolumbite has been used somewhat arbitrarily in the literature, it may be discussed, specially in reference to analysis 2. LACROIX¹ uses the term manganocolumbite as follows: »Le fer est toujours remplacé en partie par du manganèse, mais en proportions extrêmement variable. Il existe des manganocolumbites et des manganotantalites surtout ou exclusivement manganesifères.» As so many

¹ Min. de France IV, p. 615.



Fig. 1.



Fig. 2.

Photographs in reflected light of disintegrated Stibiomicrolite. Light kernal parts stibio-
tantalite, darker shade microlite, white vein material native antimony, black in veins
secondary senarmonite as oxidation of native Sb. O. ÖDMAN photo.



columbites carry an essential amount of MnO, it seems opportune to restrict the name manganocolumbite to such species as contain a marked surplus of MnO against FeO, for example MnO : FeO at least in proportion 2 : 1. The second analysis from Varuträsk would even with this restriction be a manganocolumbite. Relating to the tantalites the position is somewhat different as the tantalites in general do not show such high percentages of MnO. In this case the ratio MnO : FeO = 1 : 1 would amply suffice to justify the use of the name manganotantalite as is also done for the mineral represented by analysis 1 in table 2. The two manganotantalites from Utö and Sanarka, given in the table for comparison, are in this respect quite extreme.

The analyses as well as the sp. gr. determinations indicate a rather constant percentage of about 60 % Nb₂O₅ in the Varuträsk columbites. More intermediate species, with about equivalent amounts of Nb₂O₅ and Ta₂O₅, so usual amongst for example the Etta Mine material, seems to be lacking at Varuträsk.

Mineralog. Dept., Univ. of Stockholm March 1938.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

XII. On the Structure and Composition of Minerals belonging to the Pyrochlore-Atopite Group and an X-Ray Analysis of disintegrated Stibio-Microlite.

By

O. ROSÉN and A. WESTGREN.

(MS. received March 27th, 1938.)

About a year ago Professor P. QUENSEL asked the present authors to perform an X-ray analysis of a mineralogical specimen containing calcium, antimony, tantalum and niobium which had been found at Varuträsk and which in its present state seemed to be composed of several phases. It was supposed that the main constituents of the disintegrated mineral were stibio-tantalite and microlite, and that it also contained a slight amount of native antimony.

The investigation fell well in line with the work being performed in this institute at that time which was concentrated upon the higher oxides of antimony. As could be expected, the results obtained through the latter research have in fact proved to be of value for the interpretation of the X-ray diagrams of the Varuträsk specimen.

On the Similarity of higher Antimony Oxides with Atopite and Stibio-Tantalite.

One of the present authors has in collaboration with K. DIHLSTRÖM investigated the dehydration products of antimonic acid and found that a heating of this substance at 700—800° C during an hour does not, as hitherto believed, lead up to a formation of antimony tetroxide but results in a production of the compound $\text{Sb} \cdot \text{Sb}_2\text{O}_6\text{OH}$.¹ As previously pointed out by G. NATTA and M. BACCAREDDA, the X-ray powder photographs of this substance resemble those of atopite and romeite very closely,² and it has been found that $\text{Sb}_3\text{O}_6\text{OH}$ has a structure of the same

¹ K. DIHLSTRÖM and A. WESTGREN, *Zeitschr. f. anorg. und allg. Chemie* 235, 153, 1937.

² G. NATTA and M. BACCAREDDA, *Zeitschr. f. Kristallogr.* 85, 271. 1933.

kind as the said minerals. The latter are not completely analogous in atomic proportions to the antimony compound, which is a fact that throws new light upon the question of the composition of the pyrochlore-atopite minerals. This observation has caused the present authors to synthesise and investigate some tantalates and fluotantalates in order to complete our knowledge of how the composition of the said minerals may vary.

Before an account of this investigation is given the results will, however, be briefly reported of an X-ray analysis of stibio-tantalite.

The structure of this mineral has been determined in connection with an investigation of the true antimony tetroxide. As could be expected, it was found that Sb_2O_4 may be prepared through a complete dehydration of antimonic acid by means of a sufficiently long and severe heating in air (at 800—850° C for some days). Long ago H. UNGEMACH put forth

the suggestion that this oxide which may be considered to be $\text{Sb}^{\text{III}} \cdot \text{SbO}_4^{\text{V}}$,

is isomorphous to stibio-tantalite, $\text{Sb}^{\text{III}} \cdot \text{TaO}_4^{\text{V}}$.¹ Therefore, as only very small crystals of Sb_2O_4 were present, a minute sliver of a well crystallized stibio-tantalite specimen was used for taking Laue and rotation diagrams in the hope that its atomic arrangement should prove to be the same as that of Sb_2O_4 . This expectation was fulfilled. The two substances were found to be isomorphous and the structure of both of them could thus be determined.² The stibio-tantalite specimen, originating from Mesa Grande in California, was kindly put at the disposal of the Institute by Professor QUENSEL.

According to UNGEMACH stibio-tantalite should be orthorhombic with an axial ratio of 0.888 : 1 : 2.130. The dimensions of its unit cell have been determined to be $a = 4.916 \text{ \AA}$, $b = 5.542 \text{ \AA}$, $c = 11.78 \text{ \AA}$, giving the axial ratio 0.888 : 1 : 2.126 in almost complete agreement with the measurements of UNGEMACH. It crystallizes in the space-group C_{2v}^{19} , and there are four groups of SbTaO_4 present in its unit cell.

On the Composition of Substances of the Pyrochlore-Atopite-Microlite Structure Type.

By their structure analysis of pyrochlore and romeite H. R. VON GAERTNER³ and O. ZEDLITZ⁴ have confirmed the statement of A. JOLY⁵

¹ H. UNGEMACH, Bull. Soc. Fr. Min. 52, 92. 1909.

² The investigation has been performed in this Institute by K. DIHLSTRÖM, who will soon publish a report of it.

³ H. R. VON GAERTNER, Neues Jb. Min. Geol. Pal. 61, 1. 1930.

⁴ O. ZEDLITZ, Zeitschr. f. Kristallogr. 81, 253. 1932.

⁵ A. JOLY, Ann. Scient. de l'école normale supérieure 6, 125, 1877.

and P. J. HOLMQUIST¹ that a content of OH or F is essential for the formation of these minerals. Their formulae have been written $\text{CaNaSb}_2\text{O}_6\text{OH}$ and $\text{CaNaNb}_2\text{O}_6\text{F}$. They have the following structure.²

Space-group	O_h^7	·	8 Ca + 8 Na	in 16(c),
			16 Sb or Nb	in 16(d),
			48 O	in 48(f),
			8 OH or F	in 8(a).

Though hardly definitely proved, the idea seems to be prevalent at present, that, at least to some extent, the OH and F in these minerals may be replaced by O, while univalent ions such as Na are correspondingly substituted by bivalent ions as for instance Ca. The formulae of the pyrochlore-atopite-microlite minerals have of late generally been written $\text{X}_2\text{Y}_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_7$.³ A partial replaceability of this kind seems very likely, but the fact, established by JOLY and HOLMQUIST, that $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ is not isomorphous to the pyrochlore minerals proves that a complete substitution of OH and F by O is not possible without a breakdown of the original atomic arrangement.

The present authors have produced $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ through heating $2 \text{CaO} + \text{Ta}_2\text{O}_5$ at $1\,000^\circ \text{C}$ for several days. The powder photographs of the substance obtained contain a great number of lines and though its quadratic form has not yet been established, it may be safely stated that it is not cubic. The X-ray patterns do not even resemble those of microlite. The statement of JOLY and HOLMQUIST that $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ is not isomorphous to pyrochlore has thus been verified.

Even if the possibility of a partial interchange of OH and F with O may be admitted, and if the formula of the pyrochlore minerals is accordingly written $\text{X}_2\text{Y}_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_7$, we do not obtain a notation, however, that covers all the variations in composition that may occur within this

group of substances. As mentioned above, $\overset{\text{III}}{\text{Sb}} \cdot \overset{\text{V}}{\text{Sb}_2\text{O}_6}\text{OH}$ is also a compound which because of its structure may be included in this group, and its formula does not agree with the general expression mentioned. The structure $\text{Sb}_3\text{O}_6\text{OH}$ is the same as that of $\text{CaNaSb}_2\text{O}_6\text{OH}$, except that instead of $8 \text{Ca} + 8 \text{Na}$, occupying 16(c) in the lattice of the latter, there are only 8 Sb statistically distributed upon the points of this atomic position in the former substance. The remaining 8 points of 16(c) are thus vacant in $\text{Sb}_3\text{O}_6\text{OH}$. That the atoms of this compound are arranged

¹ P. J. HOLMQUIST, Bull. Geol. Inst. Upsala III, No 5. 1896.

² Notations according to »Internationale Tabellen zur Bestimmung von Kristallstrukturen», Berlin 1935.

³ E. g. cf. F. MACHATSCHKI, Geol. Fören. Förhandl. 54, 319. 1932.

in this way has been confirmed through an analysis of $\text{BiTa}_2\text{O}_6\text{F}$ (obtained by heating $\text{BiOF} + \text{Ta}_2\text{O}_5$) which substance has been found to be isomorphous to the antimony compound.

If thus the $8 \text{Ca} + 8 \text{Na}$ in the elementary cube of romeite might be replaced by 8Sb without any change of the structure type, it seemed possible that the function of these groups of atoms in 16(c) could as well be fulfilled by 12Ca . In order to test this, the compound $\text{Ca}_3\text{Ta}_4\text{O}_{12}\text{F}_2$ was synthesised through heating $2 \text{CaO} + \text{CaF}_2 + 2 \text{Ta}_2\text{O}_5$ at 1000°C during 2 days. Simultaneously an artificial microlite, $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$, was produced in the same way from the mixture $\text{CaO} + \text{NaF} + \text{Ta}_2\text{O}_5$. The preparations thus obtained were investigated by means of the powder method and it was found that not only the latter but also the former consisted mainly of a phase of the microlite type. Their X-ray data are given in Tables 1 and 2. The lattice constants have been determined to be for $\text{Ca}_3\text{Ta}_4\text{O}_{12}\text{F}_2$ 10.32 \AA and for $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$ 10.40 \AA . As $1/4$ of the 16(c) points are vacant in the lattice of the Ca-fluotantalate, its lattice dimensions are somewhat smaller than those of the Ca—Na compound which has a structure with all the lattice points occupied.

In addition to the lines of the microlite phases a number of comparatively weak interferences could be seen in the photographs of both specimens. $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$ has an admixture of a phase of perovskite type. Its lattice constant has been found to be 3.881 \AA , which agrees exactly with that of NaTaO_3 , found by L. L. QUILL.¹ The Ca-fluotantalate has an admixture of lower symmetry which has not yet been identified. To investigate if the inhomogeneity of the latter specimen was due to an insufficient heating, it was exposed to a temperature of 1100°C for 3 days. After this treatment its powder photographs contained the same lines as previously found, but the two series of interferences had changed somewhat in relative intensity, indicating that the amount of cubic phase had lessened, and that of the other phase increased. As may be seen in Table 3, where the data of these powder photographs are listed, the lines of the cubic phase are also somewhat displaced towards larger diffraction angles, showing that the lattice constant has decreased. It was determined to be 10.29 \AA . H. R. GAERTNER² has found that a heating of pyrochlore, $\text{CaNaSb}_2\text{O}_6\text{F}$, brings about a loss of F, and the high temperature during the preparation is probably also the reason for the inhomogeneity of the specimens synthesised.

Even if a homogeneous Ca-fluotantalate of the microlite type was not prepared in the synthesis, it has been shown, however, that it is possible

¹ L. L. QUILL, *Zeitschr. f. allg. und anorg. Chemie* 208, 257. 1932.

² H. R. GAERTNER, *loc. cit.*

to produce this substance. Univalent ions, such as Na or K, are not necessary for the formation of a microlite phase.

An attempt has also been made to synthesise a substance of the same kind with 6 quadrivalent atoms in 16(c) and for that purpose Zr was chosen since its ions seemed to be sufficiently large. This substitution experiment was, however, unsuccessful. No phase of the microlite type was present in the preparation obtained. A microlite structure with 10/16 of its 16(c) points vacant is evidently too »open» to be possible.

If we write the formulae of the pyrochlore-atopite-microlite phases so that they correspond to the number of atoms in the unit cell, the following types of expression may be reckoned with: $Sb_8^{\text{III}}Sb_16^{\text{V}}O_{48}(OH)_8$, $Ca_{12}Sb_{16}^{\text{V}}O_{48}F_8$ and $Ca_8Na_8Sb_{16}^{\text{V}}O_{48}F_8$. As further, the atoms in 16(c) may evidently be mixtures of uni-, bi-, and trivalent atoms, their number may vary from 8 to 16 per unit cell. How many atoms there are in this position may be due not only to their valence but may also depend upon the proportions of quadri-, quinqu- and perhaps sexvalent atoms in 16(d), and it may further vary with the extent to which OH and F in 8(a) are replaced by O.

With the alternation in the occupation of the 16(c) points, and the exchange of OH and F for O in the 8(a) position, the possibilities for variation in these phases seem, however, hardly to be exhausted. N. SCHREWELIUS of this Institute has recently come across compounds $AgSbO_3$ and $NaSbO_3$ (the latter dimorphous) which also crystallize in a way closely resembling that of microlite. Their space-group is O_h^7 , and they have 16 Ag or Na in 16(c), 16 Sb in 16(d) and 48 O in 48(f). The structure is quite the same as that of the phases discussed, except that there is no OH, F or O in 8(a). In view of this fact the assumption may be ventured that the points of the last-mentioned position may not only be completely occupied or completely unoccupied, but also in some cases partially vacant.

If all these variations in the location of atoms on the points of the microlite lattice are taken into consideration, and if it is taken into account that also the 48 O atoms in 48(f) may be partially replaced by OH or F, the only possible general formula for the pyrochlore-atopite-microlite phases seems to be $X_xY_z(O,OH,F)_6(OH,F,O)_z$, where X are the atoms in 16(c) and Y those in 16(d), and where x may vary from at least 1 to 2 and z may have all values from 0 to 1.

Table 1.

Powder Photographs of $\text{CaO} + \text{NaF} + \text{Ta}_2\text{O}_5$, heated at 1000°C
for 3 Days. Cr-K_α Radiation.

Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I	Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I		
		obs.	calc.				obs.	calc.			
P	100	0.0859	0.0866	st	M	444	0.5791	0.5792	m		
M	220	0.0961	0.0965	v w	M	{ 711 }	0.6152	0.6154	m		
M	311	0.1321	0.1327	st	M	{ 551 }	0.6929	0.6930	m		
M	222	0.1444	0.1448	v st	P	220	0.6929	0.6930	m		
P	110	0.1726	0.1733	st	M	{ 731 }	0.7119	0.7119	m		
M	400	0.1926	0.1931	st	M	{ 553 }	0.7720	0.7723	w		
M	331	0.2288	0.2293	m	M	800	0.7720	0.7723	w		
P	111	0.2595	0.2599	m	P	{ 221 }	0.7807	0.7798	w		
M	{ 511 }	0.3255	0.3258	st	M	{ 300 }	0.8089	0.8084	v w		
	{ 333 }										
P	200	0.3466	0.3465	st	P	733	0.8661	0.8664	m		
M	440	0.3861	0.3861	v st	M	310	0.8661	0.8664	m		
M	531	0.4226	0.4223	m	M	{ 751 }	0.9047	0.9047	w		
P	210	0.4328	0.4332	st	M	{ 555 }	0.9170	0.9170	st		
M	533	0.5188	{ 0.5189 }	st	P	662	0.9170	0.9170	st		
P	211				0.5198	st	P	311	0.9512	0.9530	v w
M	622						0.5307	0.5309	v st	M	840

M = Microlite. P = Perovskite. v w = very weak, w = weak, m = medium, st = strong, v st = very strong.

Table 2.

Powder Photographs of $2 \text{CaO} + \text{CaF}_2 + 2 \text{Ta}_2\text{O}_5$, heated at 1000°C
for 2 Days. Cr-K_α Radiation.

Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I	Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I									
		obs.	calc.				obs.	calc.										
M	311	0.0926	0.1348	v w	M	531	0.4103	0.4289	w									
		0.1080		v w			0.4181		m									
		0.1342		m			0.4290		st									
		0.1396		w			0.5267		m									
M	222	0.1465	0.1470	v st	M	622	0.5403	0.5392	st									
		0.1584		v w			0.5564		v w									
		0.1813		v w			0.5616		w									
M	400	0.1957	0.1961	st	M	444	0.5734	0.5882	v w									
		0.2097		v w			0.5892		m									
		0.2643		w			0.6118		v w									
		0.2848		w			0.6256		0.6250	m								
0.2942	w																	
M	422	0.2942	0.2941	v w	M	{ 711 }	0.6256	0.6250	m									
		0.3001		v w						{ 551 }	0.7236	0.7230	m					
		0.3311		st										{ 731 }	0.7846	0.7843	m	
M	{ 511 }	0.3311	0.3309	st	M	800	0.7846	0.7843	m									
										{ 333 }	0.3391	0.3921	v st	M	{ 751 }	0.9190	0.9191	w
0.4029	0.4029	w	M	840	0.9801	0.9803	w											

Table 3.

Powder Photographs of $2\text{CaO} + \text{CaF}_2 + 2\text{Ta}_2\text{O}_5$, heated first at 1000°C for 2 Days and then at 1100°C for 3 Days. Cr- K_α Radiation.

Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I	Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I			
		obs.	calc.				obs.	calc.				
M	311	0.0909	0.1356	m	M	440	0.3444	0.3946	v w			
		0.0924		m			0.3500		w			
		0.1098		w			0.3681		w			
		0.1350		st			0.3729		v w			
M	222	0.1394	0.1480	st			M		440	0.3947	0.3946	v st
		0.1474		v st						0.4015		w
		0.1580		w						0.4088		w
		0.1704		v w						0.4167		w
M	400	0.1813	0.1972	v w			M		531	0.4314	0.4316	m
		0.1918		v w						0.4645		v w
		0.1972		st	0.4953	v w						
		0.2061		v w	0.5133	v w						
		0.2102		v w	0.5307	0.5302		w				
		0.2269		v w	0.5431	0.5425		st				
		0.2348		v w	0.5598	0.5598	m					
		0.2590		w	0.5919	0.5918	m					
		0.2634		v w	M	{ 711 } { 551 }	0.6293	0.6288	m			
		0.2839		w								
		0.2996		w	M	{ 731 } { 553 }	0.6417	0.6817	v w			
		0.3051		v w								
M	{ 511 } { 333 }	0.3116	0.3329	v w	M	800	0.7288	0.7275	m			
		0.3176		v w			0.7904		0.7891	m		
		0.3330		m			0.9392		0.9371	st		

Investigation of the Varuträsk Stibio-Microlite.

After the structure of stibio-tantalite had been determined and the composition variability of the microlite minerals had been investigated, the time had come for the interpretation of the powder photographs of the Varuträsk mineral.

The lines observed are listed in Table 4. As may be seen, it has been confirmed that QUENSEL¹ has been correct in his assumption that the specimen in its present state is mainly a mixture of stibio-tantalite and a microlite phase. The lattice dimensions of the former have turned out to be the same as those of the Californian mineral, *viz.*, $a = 4.92 \text{ \AA}$, $b = 5.54 \text{ \AA}$, $c = 11.78 \text{ \AA}$. The lattice constant of the microlite phase has been determined to be $a = 10.40 \text{ \AA}$. The statement that some native antimony is present in the specimen has also been verified. The strongest interferences in the X-ray pattern of Sb appear in the photographs of

¹ Cf. the preceding paper.

Table 4.

Powder Photographs of disintegrated Stibio-Microlite. Cr-K α Radiation.

Phase	h k l	sin ² θ		I	Phase	h k l	sin ² θ		I
		obs.	calc.				obs.	calc.	
Sb	003	0.0919	0.0927	v w	Sb ₂ O ₃	440	0.3375	0.3376	m
S-T	111	0.1055	0.1059	m	S-T	204	0.3662	0.3664	w
Sb ₂ O ₃	222	0.1263	0.1266	m	M	440	0.3862	0.3862	v st
M	311	0.1324	0.1328	st	S-T	221	0.3960	0.3954	w
S-T	112	0.1342	0.1341	st	S-T	025	0.4045	0.4050	v w
Sb	102	0.1363	0.1355	w	M	531	0.4226	0.4225	m
M	222	0.1449	0.1448	v st	S-T	{ 116 }	0.4345	{ 0.4349 }	m
S-T	004	0.1501	0.1504	m	S-T	{ 130 }			
S-T	020	0.1692	0.1700	w	S-T	131	0.4465	0.4459	w
S-T	{ 021 }	0.1804	{ 0.1794 }	w	Sb ₂ O ₃	622	0.4640	0.4642	m
S-T	{ 113 }		{ 0.1811 }		S-T	223	0.4705	0.4706	w
M	400	0.1930	0.1931	m	Sb ₂ O ₃	444	0.5086	0.5064	w
Sb ₂ O ₃	331	0.1994	0.2005	v w	S-T	133	0.5190	0.5211	w
S-T	022	0.2075	0.2076	v w	M	622	0.5304	0.5311	st
S-T	200	0.2161	0.2160	w	S-T	117	0.5558	0.5571	v w
M	331	0.2291	0.2293	w	S-T	312	0.5658	0.5661	w
S-T	{ 202 }	0.2547	{ 0.2536 }	v w	M	444	0.5792	0.5794	m
S-T	{ 023 }		{ 0.2546 }		S-T	134	0.5880	0.5869	w
Sb	104	0.2604	0.2591	w	S-T	008	0.6002	0.6016	w
Sb	110	0.2827	0.2830	m	M	{ 711 }	0.6144	0.6156	m
M	{ 511 }	0.3258	0.3259	m	S-T	{ 551 }			
S-T	{ 333 }				S-T	225	0.6189	0.6210	v w
	115	0.3314	0.3315	w	S-T	027	0.6284	0.6306	v w

M = Microlite. S-T = Stibio-Tantalite.

the mineral mixture. The lattice dimensions of this third phase were found to be normal, *viz.* with an edge of the face-centred unit rhombohedron of 6.226 Å, and an angle of 87° 24'.

When the three phases had been identified, there remained, however, a few lines in the photographs originating from something else. They were soon recognized as the strongest lines of senarmontite, Sb₂O₃, proving that the mineral has a slight admixture of this mineral too. Its lattice constant was found to be $a = 11.13$ Å in good agreement with the value 11.127 Å, previously found in this institute for pure cubic Sb₂O₃.

In order to verify further the presence of Sb and Sb₂O₃ in the specimen, a powdered quantity thereof was heated in an open crucible at 650° C during a couple of hours. In the X-ray photographs of the powder treated in this way no Sb-lines appeared, and the interferences ascribed to Sb₂O₃ were considerably weakened.

Although the stibio-tantalite has the lowest symmetry of the four phases of the mineral mixture, a great multitude of its lines are visible in the photographs and several of them even have a rather high inten-

sity. The interferences of the microlite phase are also rather strong. These two substances are evidently the dominating constituents. The presence of Sb and Sb_2O_3 is indicated in the photographs only by their strongest lines and thus enter into the specimen in comparatively small quantities. The lines of these phases are further somewhat blurred and diffuse and this is an indication that they are formed secondarily under poor crystallization conditions.

It is, of course, hardly possible to state the exact composition of the stibio-tantalite and microlite phases of the specimen. Ta and Nb have almost the same atomic dimensions, and a substitution of one of these metals for the other does hardly cause any change in the lattice dimensions. That the unit cell of the stibio-tantalite phase has the same edges as that of the Mesa Grande specimen thus hardly proves that it has the same Ta—Nb proportions as the latter.

It may be noted, however, that the lattice constant of the microlite phase has turned out to be the same as that of $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$. According to the analysis of the specimen, performed by Miss BERGGREN, it contains, however, only about half as many Na as Ca atoms. Consequently, if all Ca and Na atoms enter the microlite phase, it cannot be composed according to the ideal formula $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{OH}$. In addition to Ca and Na atoms there must be a number of ^{III}Sb atoms in the position 16(c). That the lattice constant nevertheless is as high as 10.40 Å may be due to a substitution of O by OH in the position 48(f). The water content of the mineral specimen is high enough to make such a substitution seem reasonable.

S u m m a r y.

The Ca and Na atoms of a mineral such as microlite, $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6$ (OH,F), may be replaced by half their number of ^{III}Sb atoms or by two thirds their number of Ca atoms without any further change in structure. O may be substituted by OH or F and vice versa. Finally, the compounds AgSbO_3 and NaSbO_3 (of which the latter also occurs in a form isomorphous to ilmenite) have the same structure as microlite, except that the OH and F of the latter are missing. The correct general formula for the pyrochlore-atopite-microlite minerals seems thus to be $\text{X}_x\text{Y}_z(\text{O,OH,F})_6(\text{OH,F,O})_z$, where x may vary from at least 1 to 2 and z may have all values from 0 to 1.

A disintegrated Varuträsk mineral, called stibio-microlite, has been investigated by means of X-ray powder photographs. The following phases were identified: stibio-tantalite, which is ortho rhombic, with

the lattice dimensions $a = 4.92$, $b = 5.54$, $c = 11.78$ Å, microlite with a unit cube edge $a = 10.40$ Å, native Sb, and senarmontite with normal lattice dimensions. The two first-mentioned phases were found to be the dominating constituents of the specimen.

Finally, the authors wish to thank Mr K. DIHLSTRÖM and Mr N. SCHREWELIUS of this Institute, who have kindly permitted some of their results of X-ray studies on stibio-tantalite and other antimonates to be communicated before their own publications appear.

Institute of General and Inorganic Chemistry of the
University, Metallographic Institute,
Stockholm (Sweden). March 1938.

✓ **Varve datings contra suppositions.**

By

GERARD DE GEER.

(MS. received 11/2 1938.)

Some years ago, when with a representative of the far East discussing the earthquakes of his country, I remarked that the earth crust of Sweden had not always been as quiet as nowadays. At the very end of the last Ice Age, when the heavy load of ice disappeared, as is plainly demonstrated, the whole of our country was considerably upheaved in the region of maximum land-elevation by the enormous amount of up to 15 m per century or 15 cm per year. It must have been followed by vigorous earthquakes, but we did not immigrate at that time and have thus no human documents concerning real earthquakes.

Later on, when describing the geological subbasement of the new Stockholm aerodrome at Bromma (1), I made use of that conclusion in order to explain the extraordinary multitude of big boulders in hundreds and thousands, immediately at the west side of the aerodrome, heaped up along the receding front of the last glaciation within a well marked zone, no less than 12 km in length, nearly but not quite in the direction of the glacial striae.

Almost without interruption, along the whole of this zone, a sequence of frontal moraines occurred, shoved up by the receding ice-border marking a definitive part of the ice-front, thus indicating the breadth of the boulder-zone as only about two kilometers.

This very striking, rather sharply limited, local mass-occurrence of great boulders — while the bed-rocks were the same even on both sides where boulders were almost totally lacking — seemed very difficult to explain without the assumption of a local subterranean magma-movement with earthquakes and corresponding boulder production. Earlier boulder-occurrences, here just as well as in the surroundings, ought to have been long since carried away during the whole of the preceding Ice Age.

Towards the very south end of the morainic zone the local heaping up of boulders, in number as well as in size, reached a most pronounced

maximum. Here it seemed to be the very origin of the subterranean movement, when rising from a greater depth. This was at a landice border dated to the year 1050 before the zero-year of the Ice Age, this latter being 8640 years before 1900 A. D. Further details will soon be published.

Another radial zone of frontal moraines occurs as a dense school heaped up along the western side of a topographically marked fault-step, bordering the easternmost bay of Lake Venern. Those crowds of small frontal moraines seem to be strictly limited to the western foot of that fault-line and may indicate a local boulder production by earthquakes along that tectonic line.

Also at some other localities it seems that lots of such small frontal moraines from the last ice-recession were heaped in such a way that it becomes difficult to avoid the assumption of some local factor for the production of such local boulder masses at the very end of the Ice Age.

Now it seems to me as a rather interesting problem for travelling geologists, visiting especially marked occurrences of such frontal moraines, to note where they may be limited in a way, pointing to some connection with tectonic features or, on the opposite, where they occur without any such connections.

This would be a new means of tracing a tectonic effect of the well fixed considerable late Glacial movement of the earth-crust, especially within the most upheaved parts of our country.

As to another kind of morainic deposits, which I have designated as moraine-rafts, they seem also to deserve further investigation. In some cases they have no doubt very naturally been misunderstood as true moraines, still *in situ*.

But the true moraine-rafts, though consisting of genuine, typical till, have not been directly deposited by land-ice, but by drifting ice-bergs, as in many cases is definitively proved. Thus the first moraine-rafts of which their true nature was certified were found near Stockholm (2). They were exposed along the whole of their length, or some 30—50 m, and were nearly or quite 1 m thick. Their subbasement of practically undisturbed varved clay was well exposed, and they were partially covered by very thin, so-called microdistal varves of the same clay, showing that, at the time of their deposit, the ice-border had retreated during quite a number of centuries. In some cases their content of erratics, with masses of cambrosilurian rocks but a total lack of the local ones, made it evident that they had been carried to their place by an ice-berg from a more eastern ice-radius. This made the drifted origin of such moraine-rafts very obvious, but, as was to be expected, also in a number of other moraine-rafts as well in the Stockholm

Figs. 1 and 2. Gävle region: continuous varve connections.

Figures: years before zero; *italics*: bottom varve.

DALARNA				G Ä S T R I K L A N D			
G.	Gustafs	(620+)	LIDÉN	Ha.	Hagatröm	617	DE GEER
H.	Hedemora	(650+)	STENGÅRD	Å.DG.	Åbyfors	(610+)	» »
A.	Avesta	736	DE GEER	Å.GR.	»	(616+)	GRUFMAN
K.	Krylbo	(700+)	GRUFMAN	Ås.	Åsbyggeby	624	CALDENIUS
				To.	Torsåker	630	»
U P P L A N D							
	Ä.	Älvkarleby	626	DE GEER			
	V.	Vestland	629	CALDENIUS			
	R.	Rörberg	630	GRUFMAN			
	Ti. 1.	Tierp, Bredäng	(660+)	CALDENIUS			
	Ti. 2.	» Hall	682	»			

region as to the south of it, were lacking cambrosilurian material and were thus derived from other land-ice radii. Still their origin from drifted material was often easily determinable where they occurred as more or less sharply limited accumulations upon the generally boulder-free surface of the oses.

Now the varve datings around the Bothnian Sea have shown that during the century 700—600 years before the zero-year and evidently just after that the receding ice-front had reached the critical depth for ice-berg fracture, this also had started in a rather catastrophic way and did not stop, until the receding ice-border reached a steeper land-slope at the actual coast of Norrland.

This means that during the century named an enormous mass of icebergs, probably often of great size and of the so-called antarctic type, must have been fractured from the Bothnian ice-border. And, *hinc illæ lacrimæ*, this was no doubt the origin of the real deluge of moraine-rafts which seems to have inundated the sea-bottom of that time, even as far as to the Stockholm region being a cause of many mistakes.

Judging from what I have seen of considerable boulder-heaps, especially on the oses in the higher parts of the former sea-bottom in question, where ice-rafts often may have stranded, it seems very desirable if travelling geologists would observe and plot on their maps the occurrences of such moraine-rafts, which of course are most easily observed on the oses but no doubt also often occur on the plains, where not seldom they are deposited over as well varved clay as the true till, though sometimes distinguishable by a different coarseness.

Anyhow, in the region SW of the district named with the catastrophic ice-berg fracture over the Bothnian depression, or exactly in

Gävle region: ice-recession.

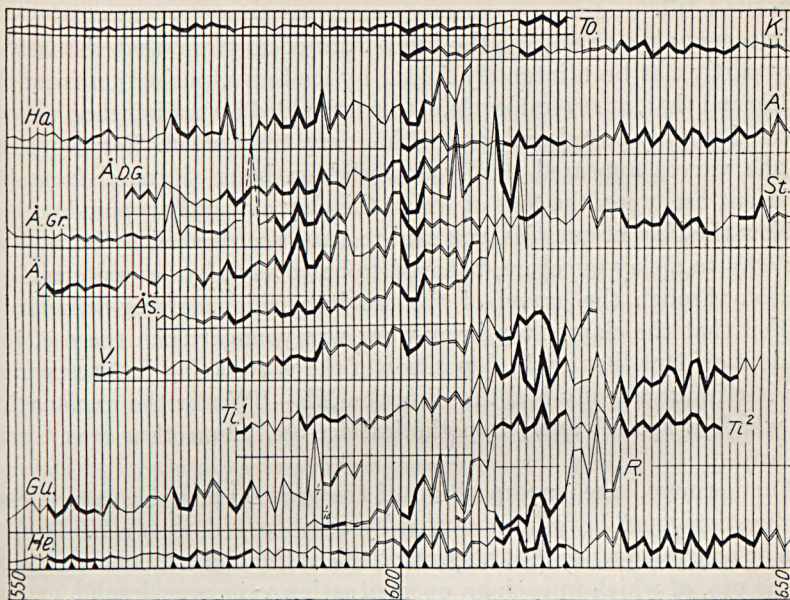


Fig. 1. Varve diagrams.
Triennial variations: heavy lines.

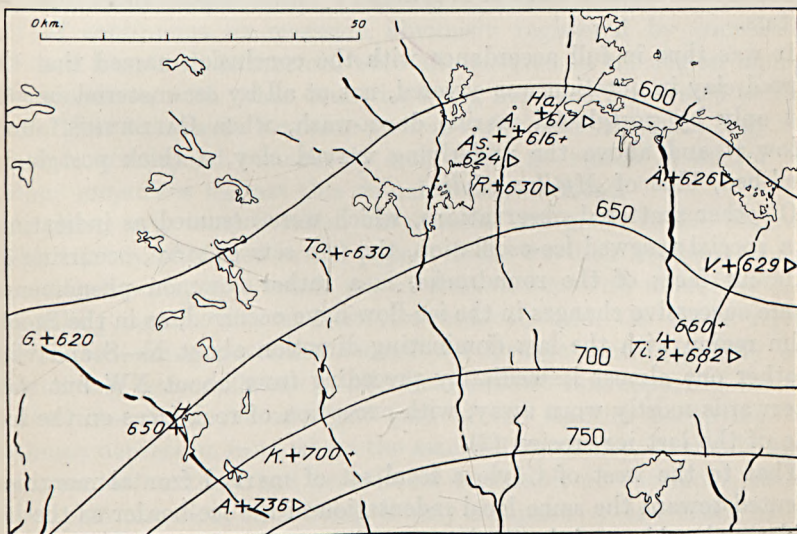


Fig. 2. Map of oses and varve localities.
Oses black, where not concealed by lakes. Triangles: bottom varves.

the Gävle region, it is easily understood that moraine-rafts may be exceptionally common and easily mistaken for directly land-ice deposited till.

It occurs also, as e. g. at the brick-work of Åbyfors, that the varved clay partly has been intensely folded by ice-bergs, pushed on from the Baltic and that, at several levels, it is interbedded by undisturbed varves, covered only by postglacial sand without any trace of till. Between some of the varves appeared locally downslidened beds of gravel from the adjacent ose, upon the foot of which the clay evidently reposed.

Now the clay in question was said to have been traced by borings all the way to a clay exposure, believed to be covered by ose-material in a section through the gravel of the ose in question. Being definitively settled that the clay of the brick-work was younger than the ose, this made it evident that at the deposition of the varved clay just named the ose itself here already had the direction NE—SW, for the explanation of which a special *later*, hypothetical ice-oscillation thus was totally useless.

Furthermore, the superposition of the gravel upon the varved clay in question must have been caused by secondary down-wash. Hereby it is of no consequence that at present this is the highest remaining part of the ose, of which in such an open situation very considerable masses of originally no doubt higher parts necessarily must have been denuded. Thus at Stockholm as well as at Uppsala it has been possible directly to show that the oses have been lowered by wave erosion more than ten meters.

It was thus in full accordance with the conclusion named that the varved clay in question was covered, not at all by ose-material *in situ*, but only by postglacial marine down-wash, when CALDENIUS found, below it and above the underlying varved clay, a thick postglacial shell-bed, blue of *Mytilus edulis*.

Of other scattered observations, which were assumed as indications of a special renewed ice-oscillation, the two sets of striæ, occurring on different faces of the roundrocks, is a rather common phenomenon where successive changes in the ice-flow have occurred, as in the Stockholm region with the last dominating direction about N—S and with another one almost immediately preceding from about NW but soon afterwards mostly worn away, with exception of rock-faces on the lee-side of the last ice-erosion (2).

That to the west of Gävle a local set of marked frontal moraines, oriented toward the same local indentation of the ice-border as the bewildering local bow of the Gävle ose, are reported to be higher than most of the frontal moraines in the Stockholm region, must be due to a locally

somewhat greater occurrence of till-material, but seems scarcely explainable by a special, new ice-oscillation, having only to work with material possibly left by the preceding one.

When, in 1905, preparing the first systematic determination of the ice-recession past the Upland peninsula, I especially emphasized that in this area the exceedingly well developed and continuous ones, representing the coarser constituents of the melt-sediment in question, indicated that also the finer parts of the same sediment ought to be equally regular and uniform.

This was also certified in a most satisfying way, when in 1905 by the great number of measurements, which along this first part of the Swedish time scale were carried out by numerous participants. These made their varve measurements independently of each other, everyone for his part of the line, but all the overlapping varve series gave afterwards a highly satisfying reciprocal control.

At the beginning of the discussion concerning the supposed Gävle oscillation I exhibited the varve measurements tabulated already in 1905 and fixing for about every third year the extremely regular and undisturbed, last ice-recession over so great a part of the region in question, that the possibility of any later ice-transgression was totally excluded. It goes without saying, that the varve-diagram here presented forms a direct verification of that regular ice-recession.

Here it may be remarked that the quoted measurements of 1905 which, already a quarter of a century ago, had settled the principal fact of continuous ice-recession obviously registered by continuous coarse- and finer melt-sediments, were all executed in the region named, teleconnections with other countries being not even discovered at that time. That afterwards REKSTAD's varve-series from Aardal in Sogn was found to correspond remarkably well, gives no reason at all for the curious prejudices against this valuable measurement.

Anyhow, only local Swedish varve series are given in the diagram which I lately published in the papers of the Swedish Academy of Science (3), showing, by a whole net of observations with numerous corresponding details, how the last ice-recession from the Gävle region and the adjoining provinces retired northwards quite regularly and without any real oscillation at all. Furthermore this happened exactly at the time when the adjacent part of the land-ice occupying the Bothnian depression from where the assumed ice-oscillation should have come, on the contrary had been found to exhibit an enormous, rather catastrophic recession, thus being utterly incapable of any extra extension.

References.

1. G. DE GEER, Bromma Flygfält under istiden. Stockholms Stadsfullmäktiges Handlingar 1936. Bihang, Stadskoll. Utlåt. & Mem., Nr 45.
 2. —, Stockholmstraktens kvartärgeologi. Sveriges Geol. Unders., Ser. Ba, No. 12. Map, 1:50 000, with lines of annual ice-recession. Data, 18. Stockholm 1932. With English explanations.
 3. —, Periodic variations in the ablation of prehistoric land-ice. K. Sv. Vet. akad., Arkiv f. Mat., Astr., Fys, Bd 26 B, No. 6. Sthlm, 1938.
-

x

The Anorthosite and Kenningite of the Nordingrå-Rödö Region.

A Contribution to the Problem of the Anorthosites.

By

HARRY VON ECKERMANN.

(M. S. received April 1st, 1938.)

CONTENTS.

Introduction	243
Stratigraphy and Tectonics of the Nordingrå Anorthosite	245
The Mineralogical and Chemical Composition of the rocks	250
The Gabbro	250
The Anorthosite	256
The Gabbro-Pegmatite	258
The Porphyritic Noritic Gabbro	259
The Differentiation of the Gabbro	262
The Separation of the Anorthosite	262
The Continued Differentiation of the Gabbro	265
The Differentiation of the Gabbro-Pegmatite	268
The Differentiation of the Porphyritic Noritic Gabbro	269
The Differentiation of the Sodaclase-Pegmatites	271
Remarks on the banding of basic plutonic rocks	274
The «effusive» Kenningite of Känningen Island	276
The Anorthositic Differentiation compared with the normal one of basic Jotnian magmas	279
General Consideration of the Anorthosite Problem	282
References	284

Introduction.

The origin of the anorthosites has for years been the subject of great interest and intense discussion. DALY (5 p. 419) summarizes the resulting actual state of the problem by emphasizing the probability of the large late pre-Cambrian volumes of anorthosites being gravitational segregations of plagioclase crystals in initially basaltic magma within large chambers of the floored type of injection whence the anorthosites in part were moved and intruded anew after their separation. He also points out that some of the anorthosites may have been generated in chambers hot enough to permit a limited solution of foreign rocks and perhaps some re-solution of sunken crystals of plagioclase, too. He stresses the non-discovery of any volcanic equivalents of anorthosite, al-

though the parent basaltic magmas may have fed volcanoes above their roofs during the hot stage before any appreciable separation of plagioclase could have taken place.

ALLING, too, reviews the anorthositic problem (1, p. 309), opposing BOWEN's opinion (2) that the freezing temperature of the plagioclases, the principal components of the anorthoclase, surpasses the normal magmatic temperatures and excludes the possibility of the anorthosites, ever being molten. Such a conclusion, according to ALLING, infers the preclusion of volatile (hyper-fusible) constituents as well as their accompanying lower melting-intervals and pegmatitic phases. The anorthosites should, consequently, lack intrusive and assimilative power, whereas ALLING strongly emphasizes the presence of pegmatitic veins cutting the Adirondack anorthosites, as well as a saturation, soaking and assimilation of the surrounding Grenville sediments by the anorthosites. BALK, on the other hand, strongly opposes Alling's reading of the field evidence, and believes the responsible liquid to be derived from the parental magma out of which the anorthosite separated, and not from the anorthosite itself.

The general discussion largely revolves round the question whether the solid crystals of plagioclase sink or rise under the influence of gravity. BESKOW, BUDDINGTON, GOLDSCHMIDT, GROUT, LARSSON and LOEWINGSON-LESSING postulate rising, while BOWEN and I. H. K. VOGT advocate sinking. While GROUT in Minnesota found the plagioclase crystals to have risen, BALK claims the delicate balance in specific gravity to be largely neutralized (in the Adirondacks) by flowage pressures. Many authors stress the importance of the supposedly universal protoclasic texture of the anorthosites but, on the other hand, VOGT, supported lately by DALY and ALLING, drew attention to the bulk of the Rhodesian, Minnesotan, Norwegian and Bushveld anorthosites being massive coarse-grained rocks of plutonic character exhibiting practically no strain phenomena.

ALLING concludes his recent review by holding the question of gravitative separation open for further information. Finally, it may be worth remembering that VOGT believed an initial temperature of the order of 2 000 C° to have characterized the anorthositic liquid felspar rock, which he assumed to have originated by repeated redissolving of sunken crystals of plagioclase.

The present author believes himself able to supply some new useful data both on the subject of the separation of the felspar crystals, as well as on the problem as a whole. During his studies of the Fennoscandian Jotnian eruptives, he also made the well-known anorthosite area of Nordingrå, previously described by LUNDBOHM (14), HÖGBOM (13)

and SOBRAL (15), the subject of a renewed detailed investigation, justified by the earlier petrologists' cursory treatment of the tectonical and chemical features.

Stratigraphy and Tectonics of the Nordingrå Anorthosite.

The Nordingrå anorthosite occupies an area of about 33 square kilometres, outcropping to the east of, and adjoining, the Nordingrå gabbro. The region has been very ably mapped by SOBRAL, and only minor discrepancies, brought to light by extensive road-work within the region, were noticed by the present author.

SOBRAL came to the conclusion that the early Jotnian (by him termed sub-Jotnian) rocks of the Nordingrå region crystallized in the following ascending order: anorthosite—gabbro—monzonitic rocks—rapakivi granites. To support the assumed stratigraphic position of the anorthosite as the oldest rock of the series, he advanced the following field evidence.

1) On the peninsula to the west of Råfsviken there occur within the anorthosite two small outcrops of partly porphyritic gabbro containing big fragments of the former. The porphyritic gabbro also intersects the surrounding anorthosite in the shape of dikes.

2) On the southern shore of Lake Storsjön, medium-grained somewhat porphyritic gabbro dikes cut through the anorthosite. Similar dikes occur at Häggviken intersecting the normal gabbro as well as the anorthosite. The dikes are even-grained right out to the contacts and, consequently, show no chilled margins.

3) Both the anorthosite and the gabbro are both intersected by the rapakivi granite which, in places, even assimilates the basic rocks producing hybrid types.

Consequently, SOBRAL considered the anorthosites to be considerably older than the gabbro, regarding them as earlier but consanguineous intrusions. He overlooked several important items however.

To begin with, the absence of chilled margins indicates a fairly high temperature of the anorthosite at the time of intrusion of the gabbro-dikes and suggests no great hiatus between the »mise-en-place» of the two. Secondly, he failed to notice the striking petrographic difference between the normal gabbro and the »porphyritic gabbro», which latter, even if no analyses were available at the time, differs considerably from the former, both when examined under the microscope and when viewed in the field. Thirdly, SOBRAL, by not paying sufficient attention to the

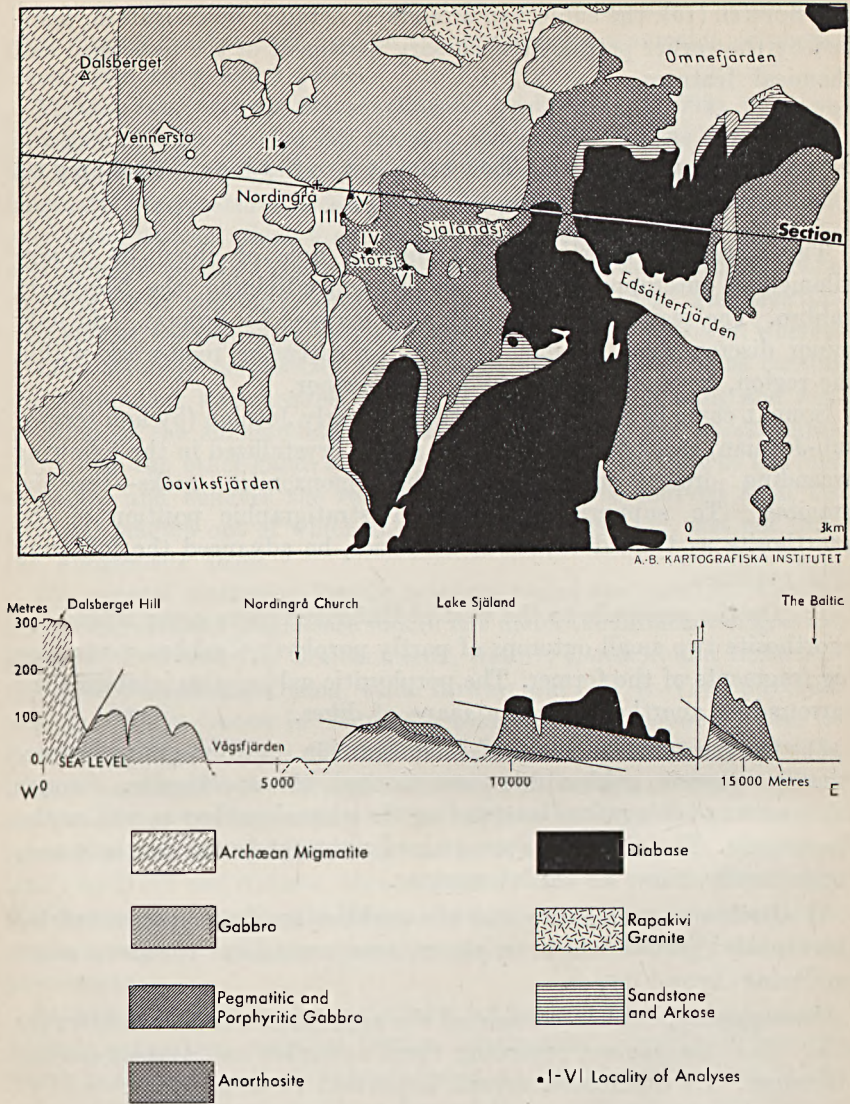


Fig. 1. Map and Section of the anorthositic area of Nordingrå.

tectonic features, missed the evidence already suggested by his map of the sheet-like configuration of the anorthosite-«intrusive».

To the appended map of the anorthosite-area, Fig. 1, based on SOBRAL's survey, the present author has added two E. W. vertical sections, which illustrate the stratigraphic position of the anorthosite on top of

the gabbro. The configuration of the gabbro-intrusive itself is not as yet fully elucidated perhaps, but the agreement of the slight pitch of the anorthosite-sheet towards E—SE with the emplacement of the superimposed sediments and diabase-sheets suggests a correspondingly sheet-like floored intrusion of the gabbro.

The present author has recently shown (6) that the rapakivi granite, although it may have erupted into the open (as porphyries) farther to the east within the adjoining region now covered by the Baltic, certainly intruded along its western boundary at Nordingrå under a roof of archæan migmatites. The universally sheet-like intrusions of the rapakivis at high level within the outer earth-crust which were suggested by the author as a deduction from his survey of the Hamra Jotnian area were amply confirmed by his investigations at Nordingrå. Another observation, hitherto not published, may also be added.

Crossing the N. Ulfö Island outside Nordingrå from W to E, rapakivi-granite is found to alternate with younger diabase, the latter occupying the central position. The highest topographic levels are alternately represented by either granite or diabase. SOBRAL, who apparently conceived the diabase as an almost vertical, big dike-intrusion, explained this inconsistency between stratigraphical and topographical levels as being the result of extensive faulting running parallel to the boundaries between the two rocks. The present author, however, found the diabase to represent an inclined sheet within the granite. The basic intrusion has followed the planes of internal strain, originated within the granite by its cooling having progressed along isothermal planes parallel to the cold roof of the intrusion-chamber. The tectonic emplacement of the diabase may, consequently, be also said to confirm the sheet-like configuration of the rapakivi-intrusion.

Returning to the gabbro-intrusion which preceded the rapakivi in the same »archæan intrusion-chamber», a sheet-like configuration of the former rocks is therefore strongly suggested, even if unrefutable proofs are lacking.

When examining the basal contacts of the anorthosite-sheet towards the gabbro, the joint is found to be rather diffuse. In some places there is a gradual merging of the two rocks into each other, but in most instances they are separated either by finer-grained dark porphyritic rocks or by very coarse-grained, light-coloured pegmatitic rocks. In no case have any chilled margins between the different rock-types been found. Both the porphyritic and the pegmatitic gabbro penetrate as dikes into the overlying anorthosite as well as into the underlying gabbro. In the latter case, however, the porphyritic gabbro may be observed in several instances to originate from a porphyritic zone which constitutes

the upper part of the gabbro. This zone, although grading downwards into the gabbro, is well distinguished from the latter, the transition being confined to a small vertical distance. Porphyritic gabbro-dikes occurring at some distance from the gabbro, such as those at Storsjön, are present as slightly inclined sheets within the monomineralic anorthosite. Even if they cannot be traced in the field right out to the gabbro-contact, their mineral composition and general habit is identical with the dikes originating from the regionally emplaced porphyritic gabbro.

As follows from their petrographic and chemical description given below, they may be termed porphyritic norites.

Special attention is called to the pegmatitic rocks, as they are easily confused with the anorthosite on account of their light colour. As shown by analysis V in this paper, they are of gabbroid composition and may be termed »gabbro-pegmatites». To the east of Våg fjärden, as well as in other places, they strongly brecciate the anorthosite. They generally occur close to the basal contact-zone of the anorthosite-sheet or within the same at localities which, on account of their topographic position as compared with their tectonic emplacement, may be assumed to be situated at no great distance from that basal zone. Part of the area mapped by SOBRAL as anorthosite is really extensively invaded by the gabbro-pegmatites.

All field evidence combines to show the very intimate connection existing between the gabbro and the anorthosite and speaks definitely against any real »hiatus» between their »intrusions». The latter seems to have developed out of the former »in situ» as there is no distinct contact-surface between them but a zone within which the basic dikes and pegmatites overlap the gradual normal merging of one rock into the other.

Finally, within the gabbro itself there are also found two quite different types of hololeucocratic or leucocratic dikes. They have recently been described by the present author, who has termed them »biotite-soda-clase-aplites» and »prehnite-soda-clase-pegmatites». (7). Of these dikes the aplitic type seems to be confined to the gabbro proper, while the pegmatitic ones also penetrate the anorthosite as well as the gabbro-pegmatites, but has never been observed to intersect the porphyritic gabbro. Both types of dikes generally intersect the gabbro in the form of more or less inclined thin sheets, rarely inclined more than 45° from the horizontal plane. They occur in swarms suggesting intrusion into contraction-fissure-zones developed roughly parallel to the upper cooling surface of the gabbro or close to its contacts against older archæan rocks. They seem to have congealed at a time when the main

volume of the gabbro was already frozen and, in the case of the sodacase-pegmatites, also later than the gabbro-pegmatites.

SOBRAL observed pegmatites cutting the anorthosite about 500 m to the south of Råfsön. The dominating minerals orthoclase, albite and perthite, indicate a close relationship to the sodacase-pegmatites described by the present author (7), although the Råfsö rock apparently does not contain prehnite. The dikes may be taken as less extremely differentiated sodacase-pegmatites. SOBRAL could not decide whether they were pegmatites of the anorthosite or of the gabbro and the present author, too, left this question an open one in his paper on the late differentiates of basic magmas (7). An attempt to answer the question will now be made farther below.

Finally it may be pointed out that SOBRAL seems to have completely overlooked the gabbro-pegmatites proper, a pardonable mistake when he had no analyses at his disposal, besides the three equally coarse and light-coloured rocks anorthosite, gabbro-pegmatite and sodacase-pegmatite being megascopically confusingly alike, especially on weathered surfaces. Through the new road-blastings, however, attention was directed to the presence of the gabbro-pegmatites.

Summing up the field evidence, the following sequence of development is suggested:

- 1) Intrusion of gabbroid magma into a floored and roofed sheet-like space within schistose archaean migmatites occupying a high level within the earth-crust in consequence of previous extensive erosion;
- 2) Separation of plagioclase crystals towards the roof of the chamber;
- 3) Concentration of volatiles in the upper portion of the gabbro towards the frozen, but still fairly hot, new anorthositic roof;
- 4) Concentration downwards of femic constituents within a restricted upper »reaction-zone» of the gabbro-laccolith;
- 5) Congealing of the bottom part of the gabbro-magma;
- 6) Concentration of aplites and sodic pegmatites within tensional zones of the freezing gabbro;
- 7) Brecciation of the covering anorthosite-sheet by the gabbroid pegmatites;
- 8) Brecciation of the anorthosite as well as of the gabbro-pegmatite by the more high-tensioned sodic pegmatitic solutions;
- 9) Intrusion of the still fluid, femically enriched, gabbro-norite as inclined sheets along tension-zones within the frozen but still hot »anorthosite-gabbro-pegmatite» roof.

The field evidence, consequently, suggests a sequence of some very puzzling features hardly consistent with the generally accepted mechanism of differentiation. To begin with, one may well ask how a rising

separation of feldspars agrees with a pegmatitic concentration underneath. Secondly, the subsequent concentration of a strongly melanocratic porphyritic magma-fraction on the top of the less femic and supposedly less dense gabbro is contrary to expectation, as is also the brecciation of the salic differentiates by this basic differentiate. One would have expected the most basic, heavy differentiates to have settled towards the bottom of the magma-chamber and the most pegmatitic to have collected under the roof, especially as there is no indication of any disturbing orogenic movements interfering with a normal sequence of differentiation.

In order to confirm the validity of the field evidence and arrive at a reasonable explanation of the origin of the various part magmas and their emplacements, a mineralogical and chemical study of the rocks is necessary.

The mineralogical and chemical composition of the rocks.

The following rocks were sampled and analysed:

- 1) Normal gabbro from the western part of the intrusion, viz, at a low level within the laccolith (Anal. I);
- 2) Normal gabbro from the eastern part of the intrusion, viz, at a high level close to the differentiated part-magmas (Anal. II);
- 3) Anorthosite from a low level within the anorthosite-sheet (Anal. III);
- 4) Anorthosite from a high level within the anorthosite-sheet (Anal. IV);
- 5) Gabbro-pegmatite, brecciating the anorthosite (Anal. V);
- 6) Porphyritic noritic gabbro, intruded into the anorthosite (Anal. VI).

The analyses represent average samples of typical rocks, collected throughout an approximate volume of 100 m³ of the respective rock. Two analyses were executed in my private laboratory; for the others I am greatly indebted to Dr. N. SAHLBOM.

As to the analyses and descriptions of the sodic differentiates of the gabbro, reference is made to the author's contemporaneous paper (7), data from which are used in the following discussion of the differentiation of the gabbro-magma.

The Gabbro.

The gabbro of Nordingrå was first described by LUNDBOHRM (15) and later by SOBRAL (16), but no analyses were published. The mode of the

Analysis No. I.

Gabbro at Hällsjö Lake, Nordingrå.

Analyst: H. von Eckermann.

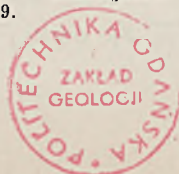
	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiC ₂	51.77	86.20	Q . . . 5.95	Labradorite	qz + 6	s 59.0
TiO ₂	3.40	4.26	Or . . . 8.32	(Ab ₄₄ An ₅₆) . . . 48.7	si 140	A 3.6
P ₂ O ₅	0.41	0.29	Ab . . . 20.24	Pyroxene*) . . . 29.1	ti 6.98	C 6.3
Al ₂ O ₃	15.43	15.14	An . . . 26.98	Ores 6.5	al 24.5	F 21.0
Fe ₂ O ₃	1.20	0.75	Σsal . 61.67	Quartz 5.4	fm 47.5	a 3.5
FeO	12.07	16.82	di . . . 3.77	Orthoclase . . . 5.2	c 19.5	e 6.0
MnO	0.18	0.25	hy . . . 24.84	Biotite 4.1	alk 8.5	f 20.5
MgO	4.41	10.94	il . . . 6.49	Apatite 1.0	mg 0.37	n 7.4
CaO	6.90	12.30	mt . . . 1.78		k 0.28	k 1.07
Na ₂ O	2.39	3.86	ap . . . 0.97		c/fm 0.41	
K ₂ O	1.38	1.47	Σfem . 37.85	*) About 2 % olivine		
H ₂ O + 105°	0.56	3.11	H ₂ O . . . 0.56	and 2.1 % amphi- bole		
			100.08			
H ₂ O - 105°	100.10		Quantitative System: III: 5: 4: 4 — <i>Auvergnose</i>			
	0.16		Or: Ab: An — 14.93: 36.65: 48.42.			
			Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.961.			

Analysis No. II.

Gabbro at Körning, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	52.09	86.73	Q . . . 6.95	Labradorite	qz 140.5	s 59.5
TiO ₂	3.32	4.16	Or . . . 8.33	(Ab ₄₇ An ₅₃) . . . 43.4	si + 6.5	A 3.5
P ₂ O ₅	0.36	0.25	Ab . . . 19.91	Pyroxene*) . . . 27.9	ti 6.81	C 6.1
Al ₂ O ₃	15.10	14.81	An . . . 26.41	Biotite 10.0	al 24.0	F 21.3
Fe ₂ O ₃	1.41	0.88	Σsal . 61.60	Quartz 8.8	fm 48.0	a 3.5
FeO	11.92	16.59	di . . . 4.07	Ores 6.3	c 19.5	c 6.0
MnO	0.22	0.31	hy . . . 24.50	Orthoclase . . . 2.7	alk 8.5	f 20.5
MgO	4.49	11.14	il . . . 6.34	Apatite 0.9	mg 0.37	n 7.2
CaO	6.82	12.16	mt . . . 2.06		k 0.28	k 1.10
Na ₂ O	2.34	3.78	ap . . . 0.92		c/fm 0.41	
K ₂ O	1.39	1.48	Σfem . 37.89	*) About 4.5 % am- phibole		
H ₂ O + 105°	0.72	4.00	H ₂ O . . . 0.72			
			100.21			
H ₂ O - 105°	100.18		Quantitative System: III: 5: 4: 4 — <i>Auvergnose</i> .			
	0.15		Or: Ab: An — 15.23: 36.41: 48.29.			
			Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.921.			



Analysis No. III.

Anorthosite, east of Vågsfjärden Lake, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	51.75	86.16	Q . . . 0.47	Labradorite	qz — 3	s 58.6
TiO ₂	0.50	0.63	Or . . . 8.35	(Ab ₃₈ An ₆₁) . 72.8	si 141	A 4.5
P ₂ O ₅	tr	—	Ab . . . 27.78	Pyroxene, chlorite and serpentine *) . 11.8	ti 0.98	C 12.7
Al ₂ O ₃	25.93	25.44	An . . . 52.03	Prehnite **) . 6.0	al 41.5	F 7.0
Fe ₂ O ₃	0.80	0.50	Σ sal . 88.13	Quartz . . . 5.2	fm 16.0	a 5.5
FeO	3.18	4.33	di . . . 1.58	Ores . . . 2.5	c 31.5	c 16.0
MnO	0.05	0.07	hy . . . 7.22	Orthoclase . . 1.7	alk 11.0	f 8.5
MgO	1.72	4.27	il . . . 0.93	100.0	mg 0.44	n 7.8
CaO	10.86	19.37	mt . . . 1.16	*) Some biotite	k 0.22	k 0.92
Na ₂ O	3.24	5.23	py . . . 0.62	**) Some epidote	c/fm 1.94	
K ₂ O	1.42	1.51	Σ fem . 11.52			
H ₂ O+105°	0.62	3.39	H ₂ O . 0.62			
BaO	0.00	—	100.26			
S	0.19	0.59				
H ₂ O-105°	100.26		Quantitative System: I: 5: 4: 4 — Labradorose.			
	0.20		Or: Ab: An — 9.48: 31.12: 59.40.			
			Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.767.			

Analysis No. IV.

Anorthosite, east of Vågsfjärden Lake, Nordingrå.

Analyst: H. von Eckermann.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	51.41	85.60	Or . . . 6.67	Labradorite	qz — 5.5	s 58.5
TiO ₂	0.27	0.34	Ab . . . 29.84	(Ab ₃₆ An ₆₄) . 90.1	si 140.5	A 4.6
P ₂ O ₅	tr	—	An . . . 56.46	Pyroxene, chlorite and biotite 3.5	ti 0.57	C 14.1
Al ₂ O ₃	27.88	27.35	C . . . 0.20	Actinolite . . 2.1	al 45.0	F 4.1
Fe ₂ O ₃	0.65	0.41	Σ sal . 93.17	Prehnite *) and Serpentine . 2.5	fm 10.5	a 6.0
FeO	1.94	2.70	ol . . . 2.33	Orthoclase . . 1.2	c 33.0	c 18.5
MnO	0.05	0.07	hy . . . 2.48	Ore ₃ 0.6	alk 11.5	f 5.5
MgO	1.12	2.77	il . . . 0.49	100.00	mg 0.44	n 8.3
CaO	11.40	20.33	mt . . . 0.94	*) Some epidote	k 0.17	k 0.84
Na ₂ O	3.51	5.66	Σ fem . 6.24		c/fm 2.87	
K ₂ O	1.12	1.19	H ₂ O . 0.59			
H ₂ O+105°	0.48	2.66	100.00			
H ₂ O-105°	0.11	—				
			Quantitative System: I: 5: 4: 4 — Labradorose.			
			Or: Ab: An — 7.18: 32.09: 60.73.			
	99.94		Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.681.			

Analysis No. V.

Gabbro Pegmatite, at eastern shore of Vågjärden Lake, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. $\times 100$	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	50.91	84.77	Q . . . 1.68	Plagioclase	qz — 9	s 55.8
TiO ₂	1.05	1.31	Or . . . 11.11	(Ab ₃₅ An ₄₈ Or ₁₇) 52.8	si 123	A 3.5
P ₂ O ₅	0.24	0.17	Ab . . . 17.83	Serpentine	ti 1.89	C 6.1
Al ₂ O ₃	15.10	14.81	An . . . 26.19	(Amphibole). 23.1	al 21.5	F 25.0
Fe ₂ O ₃	3.25	2.04	Σ sal . 56.81	Pyroxene . . . 12.9	fm 53.0	a 3.0
FeO	6.21	8.64	di . . . 4.74	Ores 6.5	c 17.5	c 5.5
MnO	0.10	0.14	hy . . . 28.52	Orthoclase . . . 2.1	alk 8.0	f 21.5
MgO	9.69	24.03	il . . . 1.98	Quartz 1.8	mg 0.62	n 6.3
CaO	6.89	12.29	mt . . . 4.70	Mica 0.8	k 0.37	k 0.95
Na ₂ O	2.10	3.39	ap . . . 0.63		c/fm 0.33	
K ₂ O	1.85	1.96	Σ fem . 40.57	100.0		
H ₂ O+105°	2.61	14.49	H ₂ O . . 2.61	Sericitic alteration of plagioclase is included in the plagioclase		
BaO	0.00	—	99.99			
H ₂ O—105°	100.00	0.20	Quantitative System: III: 5: 4: 4 (3) — <i>Auvernose</i> . Or: Ab: An — 20.15: 32.34: 47.51. Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.667.			

Analysis No. VI.

Porphyritic Noritic Gabbro. Dike at Storsjön Lake, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. $\times 100$	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	40.08	66.73	Or . . . 4.60	Labradorite	qz — 28	s 50.2
TiO ₂	5.61	7.02	Ab . . . 16.26	(Ab ₄₇ An ₅₃) . 40.1	si 92	A 2.4
P ₂ O ₅	1.42	1.00	An . . . 19.78	Pyroxene . . . 23.7	ti 9.49	C 4.9
Al ₂ O ₃	10.94	10.73	Σ sal . 40.64	Serpentine and	al 14.5	F 35.2
Fe ₂ O ₃	4.89	3.06	di . . . 17.42	chlorite . . . 15.9	fm 56.0	a 1.5
FeO	19.42	27.03	ol . . . 7.62	Ores 16.9	c 24.5	c 3.5
MnO	0.35	0.49	hy . . . 11.26	Apatite 3.4	alk 5.0	f 25.0
MgO	2.93	7.27	il . . . 10.64		mg 0.18	n 8.8
CaO	9.98	17.80	mt . . . 7.12	100.0	k 0.16	k 0.85
Na ₂ O	1.93	3.11	ap . . . 3.32		c/fm 0.44	
K ₂ O	0.48	0.51	Σ fem . 57.38		p 1.36	
H ₂ O+105°	2.08	11.55	H ₂ O . . 2.08			
			100.10			
H ₂ O—105°	100.11	0.40	Quantitative System: III: 5: 4: 4 — <i>Auvernose</i> . Or: Ab: An — 11.32: 40.01: 48.67. Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 3.057.			

Analysis No. VII.

Kenningite from Känningen Island, Rödö archipelago.

Analyst: H. von Eckermann.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
Si ₂ O	50.90	84.75	Or . . . 6.55	Labradorite	qz — 12	s 58.2
TiO ₂	0.49	0.61	Ab . . . 32.01	(Ab ₄₄ A ₅₆) . . . 73.9	si 140	A 5.4
P ₂ O ₅	tr	—	Ne . . . 1.71	Pyroxene . . . 9.4	ti 0.99	C 10.8
Al ₂ O ₃	24.11	23.65	An . . . 43.90	Olivine-	al 39.0	F 9.4
Fe ₂ O ₃	0.88	0.55	Σsal . . . 84.17	pseudomorphs 7.1	fm 18.0	a 6.5
FeO	3.11	4.33	di . . . 5.93	Ores 1.0	c 30.0	c 12.5
MnO	0.05	0.07	ol . . . 5.04	Undetermined	alk 13.0	f 11.0
MgO	2.26	5.61	il . . . 0.93	matrix . . . 8.6	mg 0.50	n 8.5
CaO	10.30	18.37	mt . . . 1.32		k 0.15	k 0.78
Na ₂ O	4.13	6.66	Σfem . . . 13.22	100.0	c/fm 1.66	
K ₂ O	1.12	1.19	H ₂ O . . . 2.80			
H ₂ O+105°	2.80	15.54	100.19			
H ₂ O-105°	100.15	0.21	Quantitative System: II: 5: 4: 4 — <i>Hessoso</i> . Or: Ab: Ne: An = 7.78: 38.03: 2.03: 52.16. Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.763.			

Analysis No. VIII.

Kenningite from Känningen Island, Rödö archipelago.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	51.04	84.98	Or . . . 7.75	Labradorite . . . 72.2	qz — 7	s 58.4
TiO ₂	0.48	0.60	Ab . . . 31.48	Pyroxene . . . 9.3	si 141	A 5.6
P ₂ O ₅	0.05	0.04	Ne . . . 2.56	Olivine-	ti 1.00	C 9.8
Al ₂ O ₃	23.04	22.60	An . . . 39.81	pseudomorphs 8.8	al 37.5	F 10.8
Fe ₂ O ₃	0.87	0.55	Σsal . . . 81.60	Ores 0.9	fm 20.0	a 6.0
FeO	3.58	4.98	di . . . 8.03	Undetermined	c 29.0	c 11.5
MnO	0.05	0.07	ol . . . 5.30	matrix . . . 8.8	alk 13.5	f 12.5
MgO	2.47	6.13	il . . . 0.91		mg 0.50	n 9.1
CaO	10.01	17.83	mt . . . 1.30	100.0	k 0.17	k 0.91
Na ₂ O	4.30	6.94	Σfem . . . 15.54		c/fm 1.45	
K ₂ O	1.27	1.35	H ₂ O . . . 2.94			
H ₂ O+105°	2.94	16.32	100.08			
H ₂ O-105°	100.10	0.33	Quantitative System: II: 5: 4: 4 — <i>Hessose</i> . Or: Ab: Ne: An — 9.49: 38.58: 3.14: 48.79. Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.768.			

rock is given in Anal. I and II and the sequence of crystallization of the main compounding minerals by Fig. 2. The rock generally is millimetre-grained.

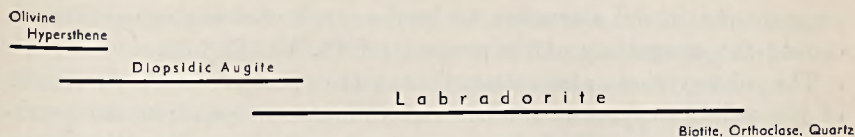


Fig. 2. The succession of the essential minerals of the Gabbro.

The plagioclase is zonal and is more so in the deep-seated part of gabbro, the composition ranging from labradoritic kernels to andesitic shells. The average composition was determined geometrically by the present author to be $Ab_{44}An_{56}$ at low level within the laccolith and $Ab_{47}An_{53}$ at higher level. Its basidity increases somewhat, consequently, towards the bottom of the gabbro-sheet.

The pyroxene is in part hypersthene and in part diopsidic. The orthorhombic and monoclinic modifications occur in about equal amounts at higher levels, while at lower levels the former seems to dominate. Although this appears to be the general rule, exceptional increases of diopsidic pyroxene towards the bottom parts of the gabbro are by no means uncommon.

The hypersthene is faintly pleochroitic from pale green to pale yellowish brown. The optical characteristics have been determined as follows:

$$\begin{array}{ll}
 (\gamma - \alpha)_{Na} = 0.014 & 2V_{Na} = 51^\circ \\
 (\gamma - \beta)_{Na} = 0.003 & \\
 (\beta - \alpha)_{Na} = 0.011 & \gamma_{Na} = 1.728
 \end{array}$$

This indicates a composition, containing about 60% $FeSiO_3$.

The diopsidic pyroxene is characterized by a fine striation parallel to (001) and the following optical values:

$$\begin{array}{ll}
 (\gamma - \alpha)_{Na} = 0.032 & 2V_{Na} = 49.5^\circ \\
 (\gamma - \beta)_{Na} = 0.006 & \gamma/c_{Na} = 42^\circ \\
 (\beta - \alpha)_{Na} = 0.026 & \gamma_{Na} = 1.718
 \end{array}$$

This indicates diopsidic augite of a $FeO : MgO$ —ratio 60:40, viz the same as that of the hypersthene. SOBRAL diagnosed the pyroxene as diallage, believing the fine striation to be cleavages parallel to (100). Repeated measurements on the universal stage, however, have shown the striation to be an intergrowth along (001) of very thin orthorhombic

pyroxene-lamellae and monoclinic pyroxene. There is no diallage present. The primarily crystallized pyroxene seems to have been the hypersthene, which is occasionally observed as kernels within the striated diopsidic augite.¹ The common FeO : MgO-ratio of the two minerals suggests the modal alteration to be the result of changing equilibrium during the congealing of the magma (cf Pl. VI, Fig. 1).

The observation also strengthens the present author's doubt of the validity of many diallage-determinations, found in the petrographic literature. He believes similar lamellar intergrowth to have repeatedly been mistaken for cleavages. He is even tempted to put the question: Are there any real diallage-cleavages, or are they not simply sub-microscopical intergrowths along (100) or (001)?

Hornblende and serpentine occur as auto-metamorphic alteration-products of the pyroxenes, mainly the diopsidic. A twinned grüneritic amphibole seems to be derived exclusively from the hypersthene.

Olivine is generally present, even in the most quartz-bearing types of the rock, and is often surrounded by hypersthene. The optic values, $2V_{Na} = 57^\circ$, $(\gamma - \alpha)_{Na} = 0.044$ indicate a variety rich in iron, containing 82 % Fe_2SiO_4 . Biotite occurs sparsely as reddish-brown flakes and exhibits an unusual variation of the axial angle $2V_{Na}$ from $0^\circ - 26^\circ$, a feature already observed by SOBRAL. This variation may be connected with the changes of stability-relations evidenced by the zoning of the felspars. Thin-sections showing a maximum of zonal felspar generally also contain biotite of very different axial angles.

As to the minor mineral constituents, reference is made to SOBRAL's paper (16). Zircon in unusually large, elongated crystals may be added to his list. SOBRAL doubted the correctness of ROSENBUSCH's suggestion that the gabbro may be essexitic. The present analyses confirm SOBRAL's belief that the amount of alkalis is too small to allow of the rock's being classified among the essexites. The main difference, brought out by the analyses, between the deeper-seated gabbro (Anal. I) and the less deep-seated (Anal. II) is the higher H_2O -percentage and the more advanced amphibolization of the latter, which also contains somewhat more FeO and CaO but less MgO.

The Anorthosite.

The anorthosite was described by LUNDBOHM as a coarse-grained gabbro, and SOBRAL mentioned the following mineral components:

primary: Plagioclase, orthoclase, quartz, diallage, olivine, magnetite, apatite, biotite and pyrrhotite,

secondary: amphibole, chlorite, serpentine and magnetite.

¹ This is contrary to the normal reaction series of the pyroxenes of basaltic magmas, and will be made the subject of a special paper.

To this list the present author wishes to add prehnite, as well as some epidote, as dominating among the secondary minerals within great parts of the anorthositic rocks. The «diallage» is similar to that of the gabbro.

As already pointed out, SOBRAL does not seem to have kept the gabbro-pegmatites apart from the anorthosite and the sodacalase-pegmatites. Actually, the term used by LUNDBOHM, «coarse-grained gabbro,» is more accurate within considerable parts of the area mapped by SOBRAL as anorthosites. The rock, consequently, is not, as a rule, mono-mineralic although the feldspars constitute the bulk of the components. According to measurements carried out by the present author on thin-sections from all over the area, the plagioclase percentage may rise to 90 % in the uppermost parts of the anorthosite-sheet but falls very quickly at lower

L a b r a d o r i t e

Pyroxene

Chlorite, Prehnite,
Serpentine, Quartz

Fig. 3. The succession of the essential minerals of the Anorthosite.

levels, where 75 % seems to be the usual average and 70 % the minimum. The mineral composition alone, (serpentine, amphibole, biotite) indicates that, simultaneously with falling plagioclase-percentage, the H₂O content of the rock increases, too. This is confirmed by Analyses III and IV, which are given together with the respective modes.

The plagioclase occurs as big, tabular, nicely bounded crystals, occasionally attaining dimensions up to 5 cm and more on (010). The composition varies from An₅₀ up to An₇₀ in the most mono-mineralic rock. The mineral is only slightly zonal, and sometimes is perfectly homogeneous. It is, however, seldom quite transparent, alterations frequently making it translucent or opaque. These auto-metamorphic secondary «filling» are mostly sericite and prehnite. The original plagioclase was undoubtedly, at the temperature and pressure ruling at the time of separation, fairly rich in Or-molecules, which later became unstable. Free orthoclase occurs only together with quartz, the two constituting the last minerals to freeze in the interstices of the fabric. The instability during perimagmatic conditions may thus be taken as responsible for the creation of the secondary paragenesis: sericite—prehnite, the former mineral requiring 66.7 % less SiO₂ in relation to Al₂O₃ than the orthoclase, and the latter mineral 50 % more than the anorthite. Some of the graphic intergrowths of plagioclase and quartz along the crystal boundaries, already observed by SOBRAL, may be

due to the excess of silica set free by the auto-metamorphism of the felspar.

The plagioclase occasionally exhibits signs of strain, bent twinning-lamellation occurring as well as fractured crystals. These features, though, must not be taken as evidence of any generally protoclastic texture, as they are confined to local parts and may be observed within a slide in a few crystals only, the others being quite unaffected. This feeble strain-effect has certainly nothing in common with a general secondary displacement of the originally differentiated plagioclase-fraction of the magma, but is the outcome of increased internal pressure »in situ», due to the peri-magmatic concentration of the volatile phases as well as, in parts, to the secondary influence of the brecciating gabbro-pegmatites.

The pyroxene occurs partly as small rounded grains, partly as angular fillings of the interstices between the plagioclases, which they even seem occasionally to have corroded. They are all monoclinic of the general character of the corresponding gabbro-mineral, but the optical values vary somewhat, as illustrated by the figures below:

$$\begin{array}{lll} (\gamma-a)_{\text{Na}} = 0.030 & 2V_{\text{Na}} = 51^\circ.0 & \gamma/c_{\text{Na}} = 43^\circ \\ (\gamma-a)_{\text{Na}} = 0.028 & 2V_{\text{Na}} = 48^\circ.5 & \gamma/c_{\text{Na}} = 40^\circ \end{array}$$

Alterations into serpentine or a brownish actinolite are common.

Olivine is seldom observed, but the serpentine occurring in the interstices and even creeping into the joints and cleavages of the plagioclases may be derived from totally decomposed olivine. On the other hand it may also represent hydrated magnesia-silicate remaining fluid until the last stage of freezing. The composition of the olivine agrees with that of the gabbro (cf. Pl. VI, Fig. 2).

The sequence of crystallization is given by Fig. 3.

The Gabbro-pegmatite.

The gabbro-pegmatite is very coarse-grained, the plagioclases occasionally attaining 5—8 cm in length. Its mode is given together with Analysis V and the sequence of crystallization by Fig. 4. The average composition of the slightly zonal plagioclase is that of a labradorite, $\text{Ab}_{42}\text{An}_{58}$, viz, somewhat more basic than the plagioclase of the immediately underlying gabbro, but more acid than that of the anorthosite.

The Or-molecule of the norm is mostly bound to the plagioclase, and only a small amount occurs as orthoclase. The Or-component of the calcic felspar has to a large extent been auto-metamorphically converted into sericite in agreement with the corresponding phenomena of the

anorthosite. Occasionally, too, larger crystals of a megascopically faintly pink mica occur, a mineral which seems to be a primary constituent. The mica seems to be a biotite low in iron-content, the axial angle being $2V_{Na} = 0^\circ - 2^\circ$.

The remaining femic constituents are: diopsidic pyroxene, serpentine, chlorite, carbonate, titaniferous ores and apatite. Olivine is wanting. The pyroxene is largely changed into amphibole and serpentine. The main part of the greenish serpentine, which constitutes $\frac{1}{4} - \frac{1}{5}$ of the rock, occupies the interstices between the felspars and is occasionally

Labradorite

Pyroxene, Amphibole, Biotite

Chlorite, Serpentine

Fig. 4. The succession of the essential minerals of the Gabbro-pegmatite.

intergrown by a small amount of quartz. It makes up one fifth of the rock, being, together with the quartz, the last mineral to solidify.

A distinct zonal arrangement of the last crystallized minerals is frequently observed, the serpentine being surrounded in radial order by fringes of: 1) radial, fan-like, chlorite, crystallized in the direction of the serpentine, 2) calcite and 3) prehnite. Within the latter is occasionally scattered radially grown epidote.

The porphyritic noritic gabbro.

This rock consists of sparse, plagioclase phenocrysts, sometimes several centimetres big, within a fine-grained groundmass of plagioclase, pyroxenes, ores and apatite. The mode is given together with analysis No. V, and the sequence of crystallization by Fig. 5. The texture is granular, but a distinctly stratified arrangement of the felspar components of the groundmass parallel to the walls of the dikes is noticeable. While sections parallel to the walls are xenomorphic-granular, those perpendicular to the contacts of the dikes exhibit a parallel flow-texture. (Cf. Pl. VII and VIII, Fig. 1.) The texture is, consequently, similar to the one described by the present author from certain Jotnian diabases, a texture which was suggested as originating by tensional stresses prevailing during the intrusion and freezing of the dike-magma. (Cf. 8. p. 49.)

An interesting feature brought out by Analysis V is the high water-percentage of the central parts of the dikes, which almost equals that

of the gabbro-pegmatites and exceeds by far that of the gabbro and the anorthosite. One would, consequently, expect to find in this case, too, a pronounced sericitization of the Or-molecules included in the calcic feldspars and present in the norm, especially as only a very minute amount of free orthoclase is observable in the thin-sections of the rock, where it occurs only as small inclusions within the plagioclase-phenocrysts. There is, however, no such auto-metamorphic sericite present.

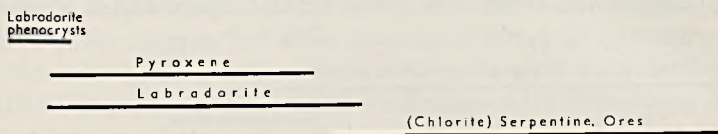


Fig. 5. The succession of the essential minerals of the porphyritic noritic gabbro.

The plagioclase is normally quite unaltered and transparent. The big phenocrysts have crystallized early, being preceded only by the apatite. Small inclusions of ferro-magnesian composition in the central H₂O-rich parts of the dikes seem to have been »drops» of the liquid caught in the plagioclase-structure rather than previously crystallized phases. The composition of the phenocrysts averages Ab₄₅An₅₅. The plagioclase of the groundmass, on the other hand, has solidified simultaneously with, or slightly earlier than, the ferro-magnesian components. It contains numerous inclusions of apatite, pyroxenes, olivine and ores. The composition varies somewhat, but averages Ab₄₆An₅₄. The average of the total amount of plagioclase, phenocrysts included, has been calculated to be Ab₄₇An₅₃ which is in complete agreement with the norm. While the phenocrysts are somewhat zonal, the feldspar of the groundmass is generally homogeneous.

The pyroxene-crystals are, as a rule, anhedral. Some seem to be badly corroded by surrounding serpentine and chlorite; some exhibit »fused» boundaries and some fill interstices. In a few cases, partial crystal-boundaries are developed enclosed by feldspar but, generally, all primary crystal-boundaries are wanting. Towards the margins of the dikes the pyroxenes are generally little altered, while in the centre of the dikes they are extensively serpentinized and chloritized.

The composition of the pyroxene also changes from the marginal parts towards the centre of the dikes. While the former almost exclusively contains monoclinic pyroxene, characterized by pseudo-diallage-

cleavages along (001), the orthorhombic predominates in the latter case. As the olivine disappears towards the centre, this may indicate a relative concentration of SiO_2 towards the last solidified central parts of the dikes. On the other hand, the increased hydratization in the latter case leads to a liquid of serpentine-composition, viz, to a decreased $(\text{FeO}, \text{MgO}) : \text{SiO}_2$ -ratio which counterbalances the eventual silica-manco of the pyroxenes and makes the assumption of any silicamigration towards the centres of the dikes doubtful. Actually, no concentration of free silica is observable in the thin-slides.

The optical values of the two pyroxenes were found to be:

Orthorhombic	Monoclinic
$(\gamma - \alpha)_{\text{Na}} = 0.010$	0.034
$(\gamma - \beta)_{\text{Na}} = 0.002$	0.028
$(\beta - \alpha)_{\text{Na}} = 0.008$	0.006
$2V_{\text{Na}} = 52^\circ$	49°
$\gamma/c_{\text{Na}} = -$	40°

Olivine is a fairly common component within the marginal parts of the dikes, but decreases towards the centre. It is the first of the ferro-magnesian silicates to have crystallized, being often surrounded by pyroxene, as well as generally corroded by the latter. $2V_{\text{Na}} = 56^\circ$ and $(\gamma - \alpha)_{\text{Na}} = 0.042$ indicate a fayalitic composition.

The ores are ilmenite and titano-magnetite. They occur as rounded grains, partly included in other minerals but mostly collected within the interstices last crystallized. They seem to have crystallized together with the hydrated ferro-magnesian rest-solutions.

Some interesting conclusions may be drawn from the sequence of crystallization. The homogeneity of the feldspar of the groundmass as opposed to the zoning of that of the gabbro, indicates in the former case an equalization of the stability by migrations of molecules during the separation of the solid feldspar-phase. As the cooling of the dike-magma must have occurred much more rapidly than that of the gabbro-magma, this infers a very low viscosity of the former. The bulk of the feldspars must, consequently, have separated before the ferro-magnesian minerals crystallized. On the other hand, inclusions of pyroxene within the marginal parts of occasional feldspars show that the separation of the dry FeO, MgO -silicates began before all the feldspar was precipitated. As already emphasized, there is no hydratization of the feldspar, but there is always some unaltered, mainly orthorhombic, pyroxene left, even in the most H_2O -rich parts of the dikes.

This suggests a stability at comparatively low temperature, together with high internal pressure, whereby the water was bound to the ferromagnesian silicates alone. At a given moment the freezing magma consisted in the most »hydrated« part of the dikes practically of two components only: solid plagioclase in equilibrium with a FeO, MgO, H₂O-silicate liquid, containing FeO, TiO₂ (maybe Fe₂O₃, too) in excess of the SiO₂-ratio. Probably this latter ore-phase occurred as occluded »drops« of liquid mineral. Out of this liquid separated accumulated »ore-drops« and crystallized orthorhombic pyroxene and hydrous ferro-magnesian silicates.

Towards the margins of the dikes the decreasing H₂O-content means a gradually lower internal pressure and a less amount of hydrated rest-magma. This must have led to the crystallization of an increasing amount of olivine and monoclinic pyroxene during an earlier stage of the felspar-crystallization, and the equilibrium-system turns towards the margins into a polynary one (felspar—olivine—diopsidic augite—hypersthene—hydrous ferromagnesian liquid).

It would carry me too far to enter now upon a discussion of the mode of late-differentiation of the porphyritic gabbro as compared with that of the normal gabbro and other basic consanguineous rocks (such as the ophitic diabase), as well as upon the appertaining temperature and pressure equilibriums. The observations now made are reserved for future consideration, when more data may be available.

The differentiation of the gabbro.

The separation of the anorthosite.

Having petrographically examined the various differentiates of the gabbro, we can now turn to the petrological side of the problem. Several important conclusions may be drawn from the analyses and the micro-texture which will be found to strongly support the sequence of development suggested by the field-evidence.

A study of the analyses of the gabbro and the anorthosite shows an almost identical water-percentage in the two, while the gabbro-pegmatite and the noritic gabbro contain considerably more H₂O. The actual, present percentages of the rocks may not, of course, be their original ones at the time of freezing, but their chemical ratios may, nevertheless, be taken as true representatives of their primary ratios.

This means that the anorthosite separated at a point when the melt still remained in its original magmatic stage, and before the precipitation of solid phases had led to an appreciable concentration of

volatiles and a corresponding increase of the original internal pressure. The primary reason of the crystallization of the plagioclase must be sought for in the fall of temperature following upon the intrusion at high level, which decrease, naturally, may be expected to have been pronounced towards the cold archaean roof of the intrusion chamber.

The apparently conclusive and unrefutable field evidence of a plagioclase concentration by gravitative rising through the cooling part of the magma seems at first puzzling, as one would expect an increase of viscosity within this portion of the gabbro. On the other hand, the heat-transport towards the coldest wall of the intrusion chamber must have set up convection currents, thereby overcoming the increased internal friction and co-operating with the gravitational forces.

As BESKOW (3. p. 258) has shown diagrammatically, plagioclases of labradoritic composition will generally be less dense than the gabbroid magma and will, consequently, rise. If we enter the data of the Nordingrå gabbro and the anorthosite-plagioclase into his diagram there will, too, be indicated a rising tendency of the latter.

If we calculate the composition of the Fe,Mg-silicate matrix of the anorthosite, eliminating the Fe and Ti entering as ore-components, the FeO:MgO-ratio is found to be about the same as the corresponding one of the original gabbro. This goes to show that the separation of the plagioclase has occurred within an otherwise undifferentiated »primary» magma which, in the anorthoclase, has been reduced quantitatively to a small amount, due to the increased space occupied by the accumulated plagioclase. The latter, consequently, seems to have been in equilibrium with the ferro-magnesian silicates of the gabbro, both during the separation and the accumulation. The comparatively low H₂O-percentage of the basic liquid has also remained constant in both cases, — the lower bulk-value of the most extreme anorthoclase being referable to the less quantity of liquid accomodated between the felspar-crystals.

Roughly, one may say that a comparatively dry binary »plagioclase-Fe,Mg-silicate» system has been stable at a slowly sinking temperature and fairly low constant internal and external pressure. The quantitatively large amount of gravitatively separated homogeneous plagioclase indicates a separation of long duration which suggests a high initial temperature of the gabbro-intrusive. This agrees with the general superheated condition of the basic Jotnian magmas, as previously deduced by the present author from the field evidence of the Hamra region.

Another evidence of the precipitation of plagioclase from an otherwise almost »indifferent» basic melt is given by the orthoclase molecular percentage remaining the same in the anorthosite as in the gabbro. The

Or-molecules combined with the AbAn-molecules into felspar correspond to the average composition of the gabbro-liquid. Consequently, one may say that the potassic alumina silicate, too, did not have any influence on the anorthositic differentiation as such, but remained chemically indifferent. The separation of plagioclase from the gabbro previously to any other differentiation of the latter is thereby further confirmed.

By the separation of the plagioclase only Al_2O_3 , CaO and Na_2O were removed from the gabbro, while the percentage of ferro-magnesian silicates must have been correspondingly increased although remaining chemically unchanged. If we consider the total amount of FeO, TiO_2 as well as P_2O_5 , however, a real differentiation is noticeable, the molecular percentages of ores and apatite being lower in the basic ferromagnesian rest-solution of the anorthosite than in that of the gabbro. In their case, a downward gravitative separation must have taken place simultaneously with the rising separation of the plagioclases. The matrix of the plagioclase-mesh of the anorthosite may, consequently, be said to represent the primary ferro-magnesian silicate part of the gabbro, while some part of the ore- and apatite components has been removed by gravity.

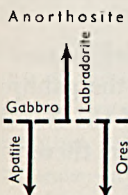


Fig. 6.

The gravitative differentiation of anorthosite may, consequently, be schematically represented by Fig. 6.

From this we may draw the interesting conclusion that the density of the gabbro-magma during the separation of the anorthosite fraction must have been of a value between the densities of the felspars and the apatite, viz, between 2.6—2.7 and 3.1—3.2. This compares favourably with GROUT's estimate that, at 1200 C°, liquid gabbro has a density of 2.74 and solid Ab, An_1 a density of 2.61. Some corrections have to be considered, it is true, when comparing the density of the fluid magma and the separated crystals, viz, the transformation from an amorphous into a crystalline state, the reaction heat and the pressure. They may slightly change the numerical values of the densities mentioned above but will not materially affect their ratios.

The directionally opposed differentiation of plagioclase and apatite furnishes the base, too, of an estimate of the temperature at which separation took place. The melting-interval of the plagioclase in question, An_{61} , lies between 1 480 and 1 360 C°. The melting temperatures of the apatite have been determined by various investigators to lie between 1 221 and 1 550 C°. DOELTER found an apatite to be completely molten at 1 300 C°. The different values seem to depend upon varying com-

positions of the mineral itself. In order to test the present case, some apatite was isolated and heated in nitrogen-atmosphere in an electric oven. Even at prolonged heating at 1 400 C° (the maximum capacity of the oven) it remained solid. Consequently, the apatite of the gabbro magma may be assumed to have crystallized at a temperature equal to, or slightly above, that of the plagioclase. Actually, the micro-texture of the anorthosite shows the small percentage of idiomorphic apatite to occur within the plagioclase crystals as well as trapped in the interstices between them.

Neglecting the influence of the external pressure which, on account of the high level of intrusion, could not have been excessive, the temperature of the gabbro magma at the time of the anorthositic differentiation may, therefore, be assumed to have been something like 1 400 C°, if we regard the gabbro as a dry melt. On the other hand, the presence of H₂O, even if the percentage is small, must of course, have lowered the freezing temperatures of the minerals below those obtained in dry melts, and the gabbro liquid may, consequently, have been of a correspondingly lower initial temperature. The constant water-percentage in the anorthosite and the gabbro, however, suggests a comparatively small influence which may, in part or wholly, have been counterbalanced by the external pressure. A reasonable estimate of the temperature of the gabbro at the time when the plagioclase-separation began seems to lie somewhere between 1 300 and 1 400 C°.

The continued differentiation of the Gabbro.

The gravitative separation of plagioclase could hardly have been discontinued by any other agent than the change of viscosity of the gabbro-melt caused by the fall of temperature in conjunction with the readjustment of equilibrium to a melting temperature corresponding to the external pressure exercised on the intrusion-chamber. In other words:

The original gabbro was transported from a region of high pressure and high temperature, at which no plagioclase could crystallize, to a higher level of lower pressure and almost equal temperature. The lowering of the pressure could not have led to a separation of the plagioclase, —it must have deferred the crystallization until the temperature had sunk to a point well below the initial one. Starting from this point the plagioclase separated while the temperature decreased further until, at a certain value, the gravitative separation stopped, viz, the density and viscosity of the parent magma suddenly changed, eliminating the rising tendency of the felspar.

This may roughly be explained if we regard the polynary magma as a binary system »plagioclase- H_2O »,¹ leaving out the quantitatively small amounts of gravitatively separated apatite and ores, and considering the FeO , MgO -silicate liquid as indifferent. This latter approximation seems justified by the previous conclusions, based on the analyses.

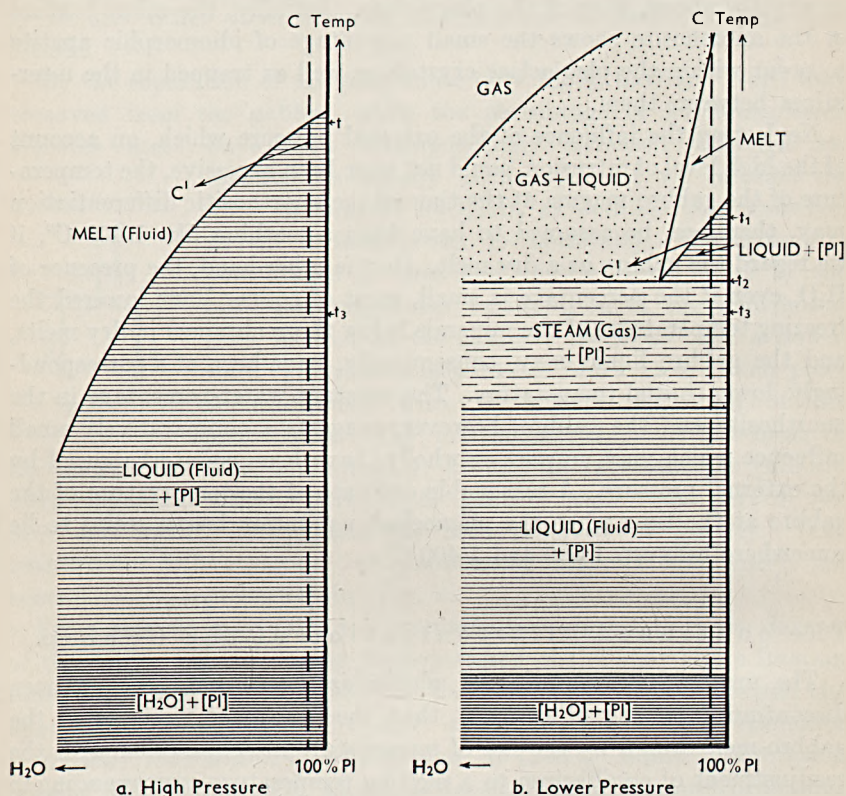


Fig. 7.

In Fig. 7 two diagrams are drawn of the same binary system, representing the equilibrium at high external pressure, a), and at lower external pressure, b), which latter at sinking temperature falls below the internal pressure of the melt. Only the non-volatile (plagioclase) side of the diagram is represented. (Cf. NIGGLI, *Das Magma*, p. 190). The first diagram represents the hypothetical case of the crystallization of the gabbro at high pressure, the second one that of the gabbro at low pressure. »C» indicates the actual composition: rich in plagioclase, poor in water.

¹ The plagioclase is, of course, no stable component as evidenced by the decreasing An% during the course of separation. (Cf. Anal. IV and III).

In the first case, a freezing of the magma would have led to the normal crystallization-sequence of a condensed system, the separation of plagioclase beginning at the temperature » t «. No sudden break in the separation of the feldspars would be expected. In the second case, the plagioclase would have begun to separate at a lower temperature t_1 , and continued doing so in equilibrium with a correspondingly changing melt until t_2 was reached. At that temperature the phase-surface »Steam-liquid« would intersect the equilibrium-curve of the melt, continued decrease in temperature leading into the »Steam-Pl« field of the diagram. The continuous removal by gravity of the plagioclase between t_1 and t_2 would probably shorten the interval t_1-t_2 somewhat. Below t_2 the magma suffers a sudden decrease in viscosity; the density decreases and the rising of the feldspars stops. The reasoning would be the same if over-critical conditions should have prevailed (cf. diagrams).

There is, however, another possibility to consider, when explaining the separation of feldspars. On the intrusion of the gabbro the magma was undoubtedly in communication with the parental magma at deeper levels. During the period while the intrusive was still at work lifting the overlying earth-crust in order to provide space for the laccolithic intrusion-chamber, the internal pressure must have been considerably higher than at a later date when the internal and external pressures balanced, which date may have been contemporaneous with the freezing of the feeding channel.

The temperature within the laccolith may, consequently, have fallen while the pressure was still fairly high, to a point below the solidus-curve of the feldspars according to diagram a, and may even have reached t_3 , below t_2 , when the internal pressure relaxed and the further development followed diagram b). A sudden breaking off of the separation of anorthosite would have occurred in this case, too. Which of the two explanations should be given preference is difficult to say, but the latter offers certain advantages when discussing the differentiation of the gabbro-pegmatites.

The intense zonal structure of the feldspars of the gabbro itself suggests — as already stressed above — a rapidly falling temperature, leaving only a short time for intermolecular adjustments of equilibrium. A sudden removal of pressure at a temperature below t_2 must have led to an equally sudden concentration of volatiles towards the region of lower pressure and temperature, viz, towards the anorthositic roof-differentiate, causing an increased viscosity and an increased rate of crystallization within the gabbro-liquid itself. While the latter was rapidly freezing, a liquid layer of high internal pressure was formed on top of it. Within this liquid in its turn a secondary differentiation into

anorthositic gabbro-pegmatite and noritic gabbro occurred at a temperature below the freezing point of the gabbro.

If, on the other hand, we try to explain the gabbro-pegmatite from diagram b) alone, it will be more difficult to understand the sharp limitation downwards of the pegmatite-zone, as one would expect a more regional readjustment of the equilibrium below the first »boilingpoint» (Cf NIGGLI), evidenced by a gradual pegmatitization of the gabbro upwards.

Actually, there is nothing to prevent both explanations being valid, the differentiation having taken place alternatingly at constant and sinking pressure. Both lines of reasoning lead to a sudden breaking off of the gravitational separation of plagioclases. While, in the case of a sudden drop in pressure below t_3 , more anorthosite would have time to separate ($t-t_3$ being greater than $t-t_2$), the separation at a constant medium pressure, on the other hand, would lead to less differentiated felspar-compositions.

There exists, however, a third possibility. The gravitative removal of the plagioclase from the equilibrium system is synonymous with a gradual change of composition, the original »C»-composition of the diagrams, Fig. 7, moving towards the volatile side. New equilibria are continuously formed independently of the temperature. This must lead to the composition following — at falling temperature — an oblique curve which may bring it already at a temperature above » t_2 » into the »melt(fluid)» field of diagram Fig. 7a) or into the »gas-liquid» field of diagram Fig. 7 b). (Cf. arrowed C'-curves of the diagrams). The consequence should in this case, too, be a sudden change of density and a breaking off of the gravitatively rising plagioclase separation.

The differentiation of the Gabbro-pegmatites.

As far as the plagioclase is concerned, the course of differentiation of the gabbro-pegmatites is similar to that of the anorthosites. The felspars were the first to crystallize within the hydrous liquid underneath the anorthosite. In the pegmatitic fraction of the last solidified »wet» magma, the orthoclase-component was concentrated not only as a component of the plagioclase but as free orthoclase as well. In comparison with the gabbro, the CaO:Al₂O₃ molecular ratio remains unchanged, whereas the An-percentage of the pegmatite is greater than that of the gabbro (An₅₈, resp. An₅₃). This may be due either to a greater percentage of Na₂O than the average Na₂O-content of the gabbro having been consumed by the differentiation of the anorthosite, or to a different stage of equilibrium.

Of special interest is the concentration of MgO silicates in the salic pegmatitic rest-differentiate. At the end of the precipitation of the plagioclases the remaining interstitial liquor must have remained fluid during a certain interval of time. This liquid apparently consisted of hydrous MgO,FeO-silicates, some orthoclase, quartz and ores. Abstracting the ore-components the MgO : FeO ratio of the rest-liquor is found to be about 10:1. The author wishes to draw special attention to this hydrous MgO-silicate liquid which, if squeezed out of the plagioclase-mesh, — say, by orogenic movements —, would meet the specification of those hypothetically existing but »de facto» fairly unknown solutions to which have been attributed the regional magnesia-metasomatism of archaean rocks.

A micro-intrusion of the magnesia-solution into cleavages of the plagioclase-crystals is noticeable in the gabbro-pegmatites and may also be observed in the case of the protoclastically deformed crystals of the anorthosite.

The differentiation of the pegmatite is schematically illustrated by Fig. 8.

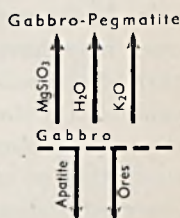


Fig. 8.

The differentiation of the porphyritic Noritic Gabbro.

The crystallization of the norite, too, has started by the separation of large phenocrysts of plagioclase of the same composition as the average one of the plagioclase of the gabbro, viz, An₅₃, but in this case only a few crystals have been formed before the general freezing of the magma commenced. There is no concentration of the phenocrysts towards the roof of the dikes. The norite contains the bulk of the gravitatively settled ores and apatite, both from the anorthosite differentiation and from the secondary pegmatitic separation. The ores seem to have been contained as fluid drops in the magma right up to the final consolidation.

Excluding these ore-components, the MgO : FeO ratio of the silicates is found to be about 1:2, — a complete reversal of the corresponding ratio of the salic pegmatitic differentiate. Compared with the latter, the molecular percentages of the norite have decreased in SiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O and slightly in Na₂O, while an increase has occurred in FeO, TiO₂, P₂O₅ and CaO. Compared with the original gabbro the gains and losses are qualitatively similar although quantitatively smaller in all cases except Al₂O₃ and CaO. The molecular ratio Al₂O₃:CaO as well as

the molecular percentage of these two components remain unchanged, however.

This suggests another explanation of the sequence of differentiation, —namely, the norite's being simply a part of the original gabbro enriched by the gravitatively settled femic by-products of the two previous differentiations of anorthosite and pegmatite. The splitting up of a hydrous rest-magma on top of the gabbro into a salic and a femic part would then not have occurred. Calculating the respective losses and gains of the rocks involved one comes to the conclusion that both processes may have operated, the norite being not only the femic counterpart of the salic pegmatite but also a femically enriched part of the gabbro. On the other hand, the evidence of the late-differentiates of the main gabbro, the sodaclase-pegmatites' cutting the gabbro-pegmatites, while no case of the former's intersecting the norite has so far been observed, indicates a freezing of the main gabbro before the separation of the noritic fraction. It supports the conception of a secondary splitting up of a hydrous part of the gabbro-magma into gabbro-pegmatite and norite. This is better understood when emphasizing the field-evidence showing that the norite must have still been fluid when the pegmatite already was frozen. Additional support is thereby also given to the alternative combination of diagrams a) and b) (Cf. Fig. 7 p. 266).

The reaching of lower freezing temperatures in the case of the basic rest-solution as compared with that of the acid may seem puzzling and contrary to the general rule. Actually, the »pegmatitic» habit in the latter case does not involve any very high percentage of silica but merely indicates the coarse crystallization of a high-temperature mineral (labradorite) within a hydrous rest-solution of low viscosity. The reversed ratios in the two hydrated magmas (sal:fem = 1.42 in the pegmatite, fem:sal = 1.42 in the norite) must, in combination with the also reversed FeO:MgO ratios, be responsible for the lower freezing-interval of the basic rock.

In a dry melt, the eutectic freezing-point of the MgO—SiO₂ system lies at about 1550 C°, the corresponding value of FeO—SiO₂ being about 1180 C°. When TiO₂ enters as an important component of sodic rocks, such as norites and dolerites, the ternary or polynary eutectic point may be expected to fall even lower, as is suggested by the melting point of Ramsayite (Na₂Ti₂Si₂O₉) being only 624 C°. Even if experimental data are lacking, one may be justified in assuming that the lower melting point of the dry FeO, TiO₂—SiO₂ system as compared with that of the MgO—SiO₂ system persists in the corresponding wet systems. Reasoning in terms of dry minerals we may say that the hedenbergitic-fayalitic com-

position of the femic minerals of the norite suggests a lower meltingpoint than does the enstatitic-forsteritic of the pegmatite. The less calcic plagioclase also suggests a correspondingly lower freezing point of the norite.

From a physical point of view, therefore, there is nothing to prevent the noritic rest-differentiate having remained fluid in accordance with the field evidence, at a temperature when the pegmatitic rest-differentiate had ultimately frozen.

The differentiation of the noritic gabbro is schematically illustrated by Fig. 9.

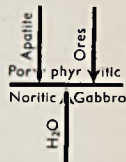


Fig. 9.

The differentiation of the Sodaclase-pegmatites.

The late rest-magmas of the gabbro itself follow two distinct lines of differentiation, one aplitic, increasingly acid, accompanied by decreasing lime, and one pegmatitic, less acid, accompanied by enormously increased lime-content. In both cases, the orthoclase-sodaclase ratio remains stable at about unity, although in the latter case the total amount of alkalis decreases as the lime-component increases. While the biotite-content of the acid differentiate suggests a comparatively high temperature, the prehnite and accessory chlorite of the basic differentiate indicate an almost hydrothermal congealing temperature (helsinki-phase). The former differentiate has a granitic tendency, leading chemically to an Or:Ab:An-ratio of rapakivic composition, the latter duplicates the lime-concentration of the anorthositic separation, leading chemically to a hydrated anorthositic composition.

The analyses, modes and descriptions of both rocks are given in the author's contemporaneous paper on the sodic differentiates of basic magmas (7). The discussion will here be confined to the basic sodaclase-pegmatite, which the author previously left undecided whether it is derived from the gabbro or secondarily from the anorthosite. The NIGGLI-values of the sodaclase-pegmatite indicate, so to say, an enhanced anorthositic differentiation, »c» attaining considerably higher and »fm» considerably lower values than the anorthosite proper. Even if the differentiation is not bound strictly to the »si»-axis of the anorthosite, the resulting »si»-value is not far removed (si = 166) and the general character of the differentiation may be termed »vertical». This would indicate fractional separation as the mainly responsible agent of differentiation, supplemented by secondary adjustments within the separated fraction.

Mineralogically there is, of course, no question of an anorthositic differentiate, the components being roughly 50 % prehnite, 24 % orthoclase, 20 % albite, 6 % quartz and 1 % chlorite.

Recalculating the composition into a »dry» magma the prehnite and albite could be combined as labradorite, $Ab_{34}An_{66}$ and wollastonite, or as oligoclase and grossularite. Neither of these two combinations suggests the hydrated differentiate's being the descendant of a primary anorthositic fraction. The An_{66} -composition may, at first glance, seem fascinating, but a study of the anorthosite-analyses will show the practical absence of any lime-silicate outside the feldspar and, consequently, also the improbability of any appreciable concentration of wollastonite originating by continued fractional crystallization.

One may try to explain the comparative enrichment in lime-silicate and silica by the breaking down under hydrothermal conditions of pigeonitic pyroxene into $CaSiO_3$, (FeO, Fe_2O_3, TiO_2) and SiO_2 , followed by a gravitative settling of the ore-components. As, however, the sodalase-pegmatite contains not less than 15 % of the wollastonite-component, this would infer the presence of an almost equal amount of femic metasilicates in the anorthosite, which would turn this rock into some kind of gabbro. Besides, the texture of the pegmatite shows no evidence either of the alteration of a primary pyroxene or of a plagioclase.

There is, consequently, no way of explaining the sodalase-pegmatite as a differentiate of the anorthosite. It remains to consider the gabbro or the gabbro-pegmatite as possible mother-magmas. In both cases the differentiation into »helsinki» pegmatite must have involved the almost total removal of all femic constituents. As, however, the gabbro-pegmatite when compared with the gabbro shows a molecular increase of MgO, while the sodalase-pegmatite contains only an insignificant percentage of MgO, the direct differentiation of the latter pegmatite from the gabbro is suggested. As a confirmation there may also be taken the molecular FeO:MgO-ratios of the gabbro and the sodalase-pegmatite being 2:1 and 3:1 respectively, whereas in the case of the gabbro-pegmatite the ratio is reversed, $FeO:MgO = 1:2$.

The actual field evidence also favours the view of the sodalase-pegmatites' originating from the gabbro independently of the gabbro-pegmatites. As already pointed out, their ultimate freezing succeeded that of the gabbro-pegmatites, but probably preceded that of the porphyritic norite. It remains to explain the mode of separation of the sodic but at the same time extremely calcic pegmatitic liquid.

Field evidence shows that the pegmatite occupies contraction- or tensional fissures opened up at a time, when the gabbro-mass was al-

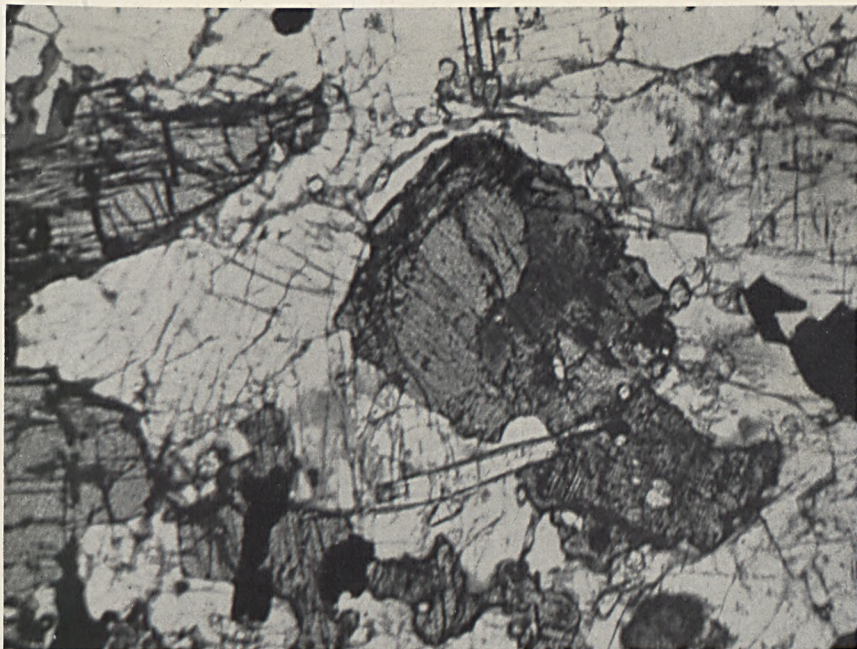


Fig. 1. Orthorhombic pyroxene crystal (light gray) partly altered into lamellar intergrowth of monoclinic and orthorhombic pyroxene (dark grey). Nordingrå gabbro. Ordinary light. Magnif. $\times 40$.



Fig. 2. Nordingrå anorthosite. Labradorite crystals around an interstice filled by prehnite (light coloured) and serpentine (gray rounded grains). Nic. +. Magnif. $\times 8$.



Marginal part of porphyritic noritic gabbro-dike. A labradorite phenocryst occupies the top part of the picture. Nic. +. Magnif. $\times 40$.

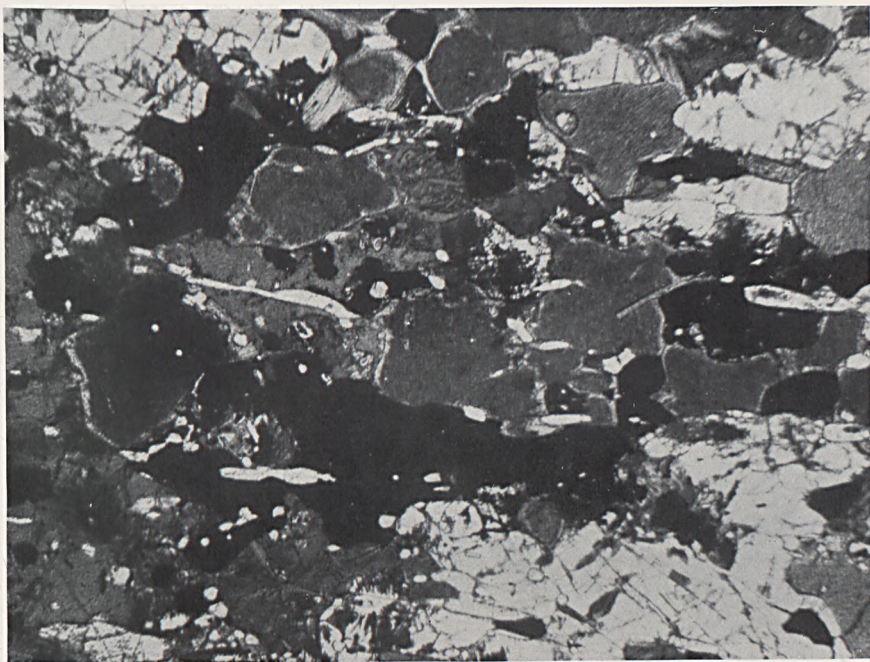


Fig. 1. Central part of porphyritic noritic gabbro-dike. The ore appears black, the orthorhombic pyroxene dark grey, the serpentine light gray and the labradorite white. Ord. light. Magnif. $\times 40$.

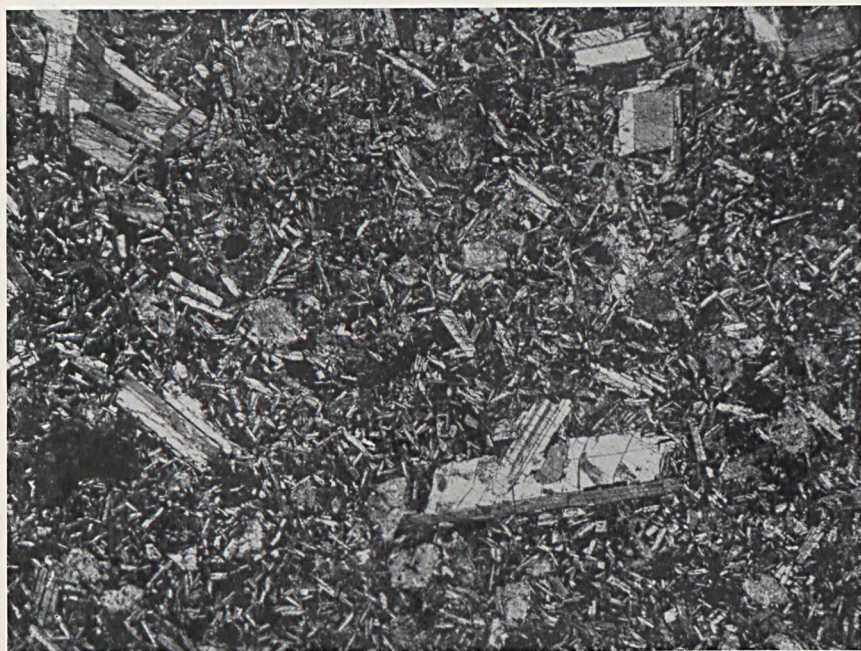


Fig. 2. Kenningite. Nic. +. Magnif. $\times 10$.



Fig. 1. Labradorite phenocrysts in kenningite. Ord. light. Magnif. $\times 40$.



Fig. 2. Corroded labradorite phenocrysts in kenningite. Serpentinized olivine crystals appear gray. Ord. light. Magnif. $\times 40$.

ready mainly congealed although not cold. (Evidence: lack of chilled margins.) The forming of the fissure-cavities may, consequently, have occurred simultaneously with the temperature of the gabbro dropping through the pegmatitic-pneumatolytic range. The lowering of the pressure at constant temperature within the gabbro surrounding the fissures must have led to an evaporation of saturated solutions of non-volatile components and volatiles, as well as a re-precipitation of the solid phases in the opened cavities or tension-zones. Whether the filling of the fissures was originally »steam + liquid» or a »fluid» depends upon the critical temperature of the volatiles, viz, mainly the water.

The peri-magmatic liquid occupying the fissures must partly, at least, represent previously precipitated phases redissolved on the lowering of external pressure. The ternary graphic intergrowth: »orthoclase-albite-quartz» characterizing the fabric of the sodalase-pegmatite suggests a redissolving determined by the melting point of a ternary eutectic, $Or_{40}Ab_{40}Qu_{20}$. The forming of such a liquid must involve the decomposition of plagioclases, liberating $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$. Hydration alone, however, could not have transformed anorthite into prehnite, the dominant mineral of the pegmatite, without an addition of lime-silicate. A microstudy of the gabbro surrounding the pegmatite reveals a universal transformation of hornblende (secondary after pyroxene) into grünerite towards the last solidified interstices of the fabric. As this transformation is equal to a removal of lime-silicate from the hornblende it furnishes a reasonable explanation of the origin of the supply needed in the formation of the prehnite, which latter is, in this case, a primary constituent of the rock.

The prehnite is scattered as spherulitic crystal-aggregates evenly throughout the sodalase-pegmatite. It almost constitutes phenocrysts within the graphic groundmass, and seems to have crystallized simultaneously with, or slightly earlier than, the freezing of the eutectic. A calculation based on the analyses shows that all H_2O present is bound to the prehnite, which explains the absence of any sericitization of the orthoclase, at the same time excluding any exogeneously metamorphic origin of the prehnite. The amount of water »distilled» into the dike-fissures was determined by the P-T-equilibrium of the phases involved and could not have been derived from any perambulating hot solutions. The temperature at which the formation of the pegmatite took place, by concentration of the last intergranular liquid and »selective» redissolving, must have



Fig. 10.

lain distinctly above the hydrothermal range and at a value where the drop in pressure could still »uncover» the retrograde boiling point.

We may also draw the interesting conclusion that more or less »vertical» differentiation curves indicate not only gravitative crystal differentiation but also selective fractional redissolving.

The sodaclase pegmatite, consequently, is derived directly from the gabbro and not from any intermediary differentiates. The mode of separation is schematically illustrated by Fig. 10.

Remarks on the banding of basic plutonic rocks.

R. COATS has recently discussed the primary banding of basic plutonic rocks (4), suggesting a »rhythmic differential settling» of crystals of about equal size but different density. The striking difference in crystal size in the present case, however, prevents the application of his theory. On the other hand, some of the suggestions advanced by different authors on the banding of the main and critical zones of the Bushveld lopolith lend support to the deductions drawn by the present author from the Nordingrå evidence.

According to A. L. HALL's memoir (12) and his summary bibliography, P. A. WAGNER (1924) favoured a gravitational crystallization-differentiation of the basic magma in situ, facilitated by mineralizing agents reducing the viscosity and lowering the temperature of crystal separation. R. A. DALY (1924) advocated »differentiation dominated by gravity». WAGNER and MELLOR (1926) when discussing the hortonolite and olivine dunite state: »Here it does look as though there had been liquidation that resulted in a subsilicic differentiate of the noritic magma being split up into non-consolute fractions of which the iron-rich remained liquid longer than the magnesia rich». WAGNER (1929) says: »the differentiated zone owes its origin to a process of stratiform segregation brought about by intermittent crystallization differentiation, the intermittency being attributed to periodically recurring checks in cooling — — — caused by spasmodic subsidence of the floor of the lopolith». WAGNER also accepts VOGT's hypothesis that »early formed crystals, settling under the influence of gravity, are redissolved in the underlying magma fractions which on consolidation crystallize as anchimonomineralic rocks». Finally, HALL himself holds the highly specialized basic rocks to be generally based on »differentiation in situ».

When comparing the Bushveld complex with the Nordingrå gabbros we have to keep in mind that repeated regional banding in the latter

case is lacking, even if a stratiform arrangement, gabbro-norite-pegmatite-anorthosite, is satisfactorily proved. Comparing the rocks petrographically and chemically the following scheme is obtained:

N o r d i n g r å .	B u s h v e l d .
Anorthosite, An ₆₁₋₇₀	Anorthosite, An ₈₀₋₉₀
Gabbro-pegmatite	Anorthositic norite
Porphyritic norite, rich in iron	Magnetite-plagioclase-norite
Gabbro (partly noritic)	Diallage norite.

Comparing them stratigraphically, one finds the Nordingrå sequence to correspond roughly to the platinum-chromite horizon and not, as one would expect, to the magnetite horizon.

N o r d i n g r å .	M e r e n s k y - p l a t i -	B u s h v e l d .
	num reef	Principal magnetite horizon
Anorthosite	Spotted anorthosite	Syenite
Gabbro-pegmatite	Mottled anorthosite-norite	Norite
Porphyritic norite, rich in iron	Pseudo-porphyritic diallage-norite	Magnetite-rock
Gabbro (noritic)	Mottled norite	Spotted anorthosite

Any deep-going discussion of the similarities and differences between the more simple 3-phase differentiation of the Nordingrå gabbro and the very complex one of Bushveld lies outside the scope of this paper. The present author merely wishes to point out the possibility of applying within certain limits the experience gained at Nordingrå when discussing the sequence of the Merensky reef.

The interesting felspar-magnetite-rock of the main Bushveld magnetite zone is more basic than the iron-rich norite of Nordingrå, but the former seems, however, to present a grading into more felspathic rocks similar to the latter (Cf HALL's diagrammatic sketch, 12, p. 345, fig. 35). The composition of the plagioclase is similar and the mineral has, in both cases, beyond doubt crystallized previously to the magnetite.

HALL conceives the separation of the magnetite bands to have occurred through the gradual sinking and concentration of still fluid iron ore to a level determined by a given anorthosite-band. He assumed solid felspars to have risen through the fluid magnetite, thus producing the plagioclase-magnetite rock above the magnetite proper. Judging from the Nordingrå data, another suggestion may be tentatively offered.

The rising plagioclase-crystals may have accumulated and formed a solid layer at a level within the norite, localized by a delicate balance of magma-density and iso-geothermes. The iron-rich fluid was then concentrated on top of this solid layer, the plagioclase of the overlying norite being forced upwards not by any rising tendency but simply in order to provide space for the settling iron-drops. Or the density-ratio between magma and plagioclase may even have been reversed by the removal of the magnetite's leading to a settling tendency of the feldspars above the anorthosite band, the lower »settling-limit» being gradually raised by the accumulation of magnetite-liquid at the bottom.

Another interesting feature, reminding one of the general trend of the Nordingrå differentiation, is the increased H_2O and K_2O percentages of the upper norite (Cf 12. Tabl. XLIII, II). Even if the stratified order of the rocks within the main magnetite zone of Bushveld be reversed in comparison with Nordingrå, there are, nevertheless, several common interesting features which invite future study.

The »effusive» Kenningite of Känningen Island (Rödö archipelago).

If the deductions of this paper are correct, the anorthosite separation took place within a gabbro magma characterized by a considerable superheat and at a pressure which, primarily, was determined by initial internal pressure of the magma and subsequently by the thickness of the overlying roof. The present author has recently shown (6), that in the case of the rapakivi intrusions following shortly upon that of the gabbro, the former must have occurred within the Nordingrå area at a high level of the archaean migmatites. Farther eastwards they may even have fractured the roof. Even if the intrusion-level of the gabbro must have been somewhat lower than that of the granite, the pressure exercised by the overlying part of the earth-crust could not have been excessive.

At the closing stage of the separation of the anorthosites and at the beginning of that of the pegmatites, the internal pressure must have gradually risen considerably in consequence of the concentration of volatiles underneath the anorthosite. There must have been a short thermal interval, during which a sudden decrease in pressure, — even if it did only embrace a comparatively short range¹ — might be expected to result in a redissolving of part of the anorthosite which was stable as a solid phase at higher pressure only. Due to the short range of the pressure no great amount of calcic plagioclase could be expected to redis-

¹ Limited upwards by the tensile strength and weight of a comparatively thin »roof».

solve, and this part must be expected to freeze very quickly again if forced into colder surroundings.

In the case of a deep-seated intrusion one may doubt the possibility of a liquifying of already separated anorthosite as, in such a case, the high pressure may normally be expected to have delayed crystallization to a point at which, even at low pressure, the temperature would lie below the melting interval of the differentiate. The only case where a molten and necessarily very short-lived extrusion of anorthosite-magma might be expected, would be the sudden fracturing of the roof overlying a high-level, super-heated, differentiated gabbro-intrusive at the very moment of almost completed plagioclase-separation.

With this possibility in view, but with a very sceptical mind on account of the well known fact that no extrusive anorthosites have ever been found, the present author made a special survey of all the Jotnian dikes fissuring the archæan roof to the south of the Nordingrä area in the Rödö archipelago. Some of these dikes were described by P. J. HÖLMQVIST (12) as early as 1896, but his investigation, although a very important piece of work in those days, was by no means exhaustive. From previous studies of this dike-swarm the present author has been able to show that it represents a very superficial erosion-section of the feeding-channels of flows since removed (8, 9). Some of them are even of vitrophyric texture and enclose xenoliths of basic pumice. An anorthositic dike found among them would, consequently, by field evidence alone be a very near approach to a true effusive.

The hypothesis which led to the starting of this »forlorn» dike-hunt may in the future be proved to be either right or wrong; it nevertheless certainly met with unexpected success. At the small island of Känningen, two greenish, partly vesicular porphyritic dikes of about 1—2 feet in width were sampled, which were provisionally labelled spilitic diabase but which, when sliced, were found to represent the very rock sought for. Petrography is burdened by a tremendous lot of quite unnecessary rock-names, but in this case the discovery is so unique that the author nevertheless dares to propose an addition to the nomenclature by naming the only effusive (or nearly so) anorthosite so far known, *Kenningite*, in honour of the islet harbouring this treasure.

One of the dikes was analysed in the private laboratory of the author, while, in order to exclude any mistake, Dr N. SAHLBOM kindly undertook the analysis of the second dike. The two analyses, together with the respective modes of the rocks, are given as No:s VII and VIII. The texture of the rock is intergranular rather than ophitic (Cf Pl. VIII, Fig. 2), the centre of the dikes being also porphyritic (Cf. Pl. IX, Fig. 1, 2). The phenocrysts consist of plagioclase of the composition An_{58} —

An₆₀. The average composition of the felspar laths of the »groundmass» appears to be about Ab₄₇An₅₃. While the phenocrysts are of about the same composition as the plagioclase of the anorthosite, the rest of the plagioclase, being less basic, corresponds to that of the gabbro. The felspar is *not* protoclastically affected, though occasionally a bent lath may be found.

Within the felspar-fabric are scattered rounded serpentinized grains which undoubtedly represent autometamorphosed olivine, and rounded pyroxene-crystals of the same composition and optical values as the corresponding mineral of the anorthosite. The interstices are filled by a micro-crystalline greenish substance of devitrified glass. At high magnification, serpentine and some orthoclase may be distinguished. Small »drops» of ilmenite and ores occur, too, within the matrix. The nepheline, included in the norm, is not traceable in the actual mineral composition.

Comparing the two kenningite-analyses with that of the anorthosite, analysis No. III, the close correspondence of the two rocks immediately catches the eye. The main difference lies in the high water-percentage of the effusive rock. If the Kenningite is recalculated to the same H₂O-percentage as that of the anorthosite, as given below, the agreement becomes still more evident. The absence of P₂O₅, especially, is highly suggestive.

Anal.	Anorthosite		Kenningite	
	No. III	No. IV	No. VII	No. VIII
SiO ₂	51.75	51.41	52.27	51.99
TiO ₂	0.50	0.27	0.49	0.50
P ₂ O ₅	tr	0.00	0.05	tr
Al ₂ O ₃	25.93	26.88	23.65	24.64
Fe ₂ O ₃	0.80	0.65	0.89	0.90
FeO	3.18	1.94	3.67	3.18
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	1.72	1.12	2.53	2.31
CaO	10.86	11.40	10.20	10.52
Na ₂ O	3.24	3.51	4.40	4.22
K ₂ O	1.42	1.12	1.30	1.20
H ₂ O	0.62	0.48	0.60	0.60
	100.07	99.83	100.10	100.11

Consequently, neither the analyses nor the mode leaves any doubt of the intimate consanguinity of the two rocks, even if two minor differences may be noted, viz, the somewhat higher Na₂O and MgO percentages of the effusive. The difference is greater if a comparison be made with the more pure anorthosite of Analysis No. IV, although the chemical relationship is still apparent. This may be taken as a confirmation of the previously deduced probability of the re-dissolving having mainly affected the last solidified but still extremely hot lower plagioclase-layer of the gravitatively accumulated anorthosite, the tempera-

ture of the older portion, close to the roof of the intrusion chamber, already having dropped below the new melting-point.

The increased H_2O content of the kenningite is, of course, due to the underlying magma's (gabbro-pegmatite or gabbro) suddenly being subjected to pressure below the maximum steam-pressure of the saturated liquid at the equilibrium-surface: »solid phase—melt—steam (fluid)». In other words, the second boiling point was »uncovered». The ensuing distillation may reasonably be assumed to be responsible for the above-mentioned increased percentages of Na_2O and MgO of the kenningite.

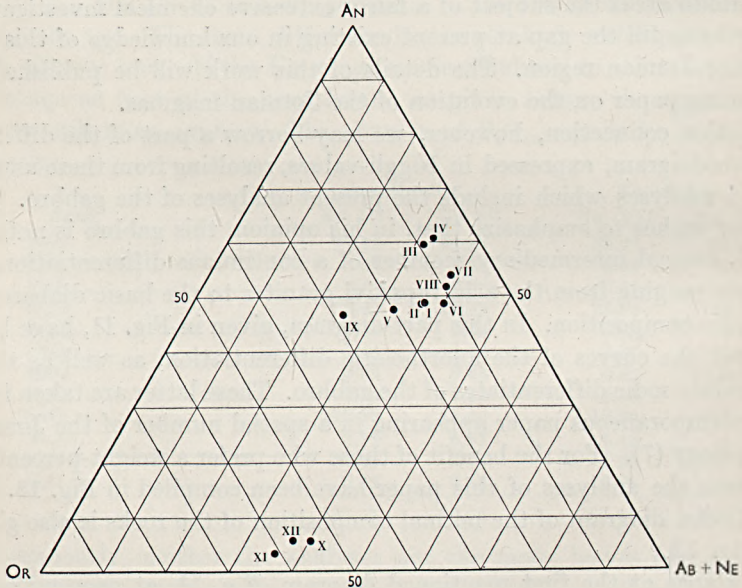
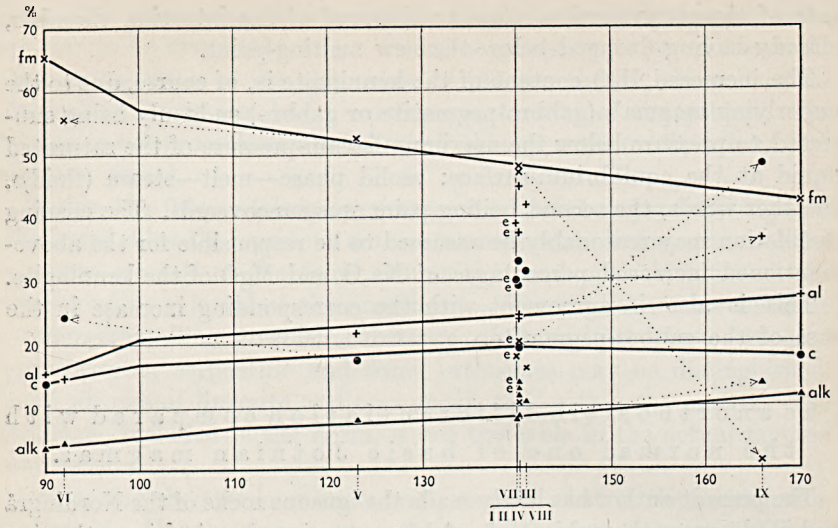
This is also in agreement with the corresponding increase in the case of the gabbro-pegmatite.

The anorthositic differentiation compared with the normal one of basic Jotnian magmas.

The present author has lately made the igneous rocks of the Nordingrå and Rödö areas the subject of a fairly extensive chemical investigation in order to fill the gap at present existing in our knowledge of this important Jotnian region. The details of this work will be published in a coming paper on the evolution of the Jotnian magmas.

In this connection, however, we may borrow a part of the differentiation diagram, expressed in Niggli-values, resulting from these unpublished analyses which include the present analyses of the gabbro. The author wishes to emphasize that, in his opinion, this gabbro is nothing but a normal intermediary member of a continuous differentiation sequence ranging from the acid rapakivi granites to the basic diabases of doleritic composition. In this part-diagram, given in Fig. 11, have been entered the curves of the anorthositic differentiation, as well as those of the late sodic differentiates of the gabbro. These latter are taken from a contemporaneous paper appearing in a special number of the *Journal of Geology* (7). For the benefit of those who prefer a weight-percentage diagram the analyses of this paper have been compiled in Fig. 13. An Or-Ab-An diagram of the normal composition of the rocks is also given in Fig. 12.

A glance at the first mentioned diagram, Fig. 11, at once makes it clear that the anorthositic and the late-sodic differentiation are two processes which both deviate from the trend of the normal regional plutonic differentiation. Actually, they follow three different NIGGLI curves, the sodic and noritic-pegmatitic presenting those of »standard»-type varying with the si -value, while the anorthosite separates independently of its si -position in the diagram. One may say that the latter differentiates at constant » si ».



- | | | | |
|-----------------|-------------------------------|------------------------|----------------------------|
| I Gabbro | IV Anorthosite | VII Kenningite | X Biotite-Sodaclase Aplite |
| II —"— | V Gabbro-Pegmatite | VIII —"— | XI Rapakivi |
| III Anorthosite | VI Porphyritic Noritic Gabbro | IX Sodaclase-Pegmatite | XII —"— |

Fig. 11. NIGGLI diagram illustrating the position of the various gabbro differentiates in relation to the normal sequence of the basic Jotnian magmas.

Fig. 12. Normal Or-Ab-An diagram of the gabbro differentiates.

This »vertical» differentiation may be characteristic of the sudden removal of one or several phases of special composition from an equilibrium-system, thus creating new binary or poly-nary systems. The removal in the present case is caused by a vertically directed gravitational force, but theoretically the result would be the same if the plagioclases were pushed out sideways, or if the still-fluid phase was squeezed out of the crystal-mush by lateral pressure.

Variation diagrams intelligently interpreted and based on analyses from well chosen representative average samples may, consequently, furnish important information on the history of the evolution of the rocks even in those cases when the analytic statistical values cannot be connected into smooth curves. I drew attention 10 years ago to a similar type of differentiation in the case of the peri-magmatic derivatives of the alkaline Alnö-rocks (10. pl. 56), calling the si-value from which different differentiation-sequences branched off, »the differentiation-centre». Differentiation-axis may perhaps be a more adequate term.

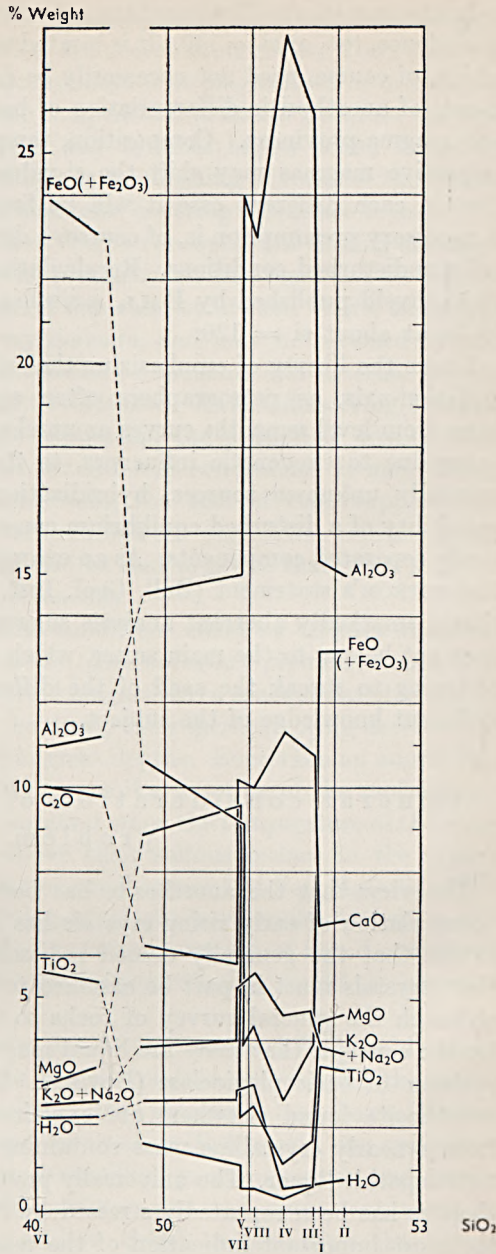


Fig. 13. Variation diagram of the gabbro differentiates. The numbers of the analyses are the same as in Fig. 11.

In the case of the Nordingrå anorthosites such an axis is very much in evidence, too, at $si = 140$. It is located within a very narrow si -range, which, of course, need not necessarily be expected to correspond to the si -axis of anorthositic differentiation of basic rocks belonging to different magma-provinces. Composition, temperature and pressure of the respective magmas may shift the si -value of the axis, but I suggest that in each different case it will be found to be practically stable. A necessary presumption is, of course, a differentiation under orogenetically undisturbed conditions. Recalculating, for instance, the analyses of Bushveld published by HALL, a similar differentiation-axis is found to lie at about $si = 120$.

I take the liberty of emphasizing the existence of this vertical differentiation-axis, as petrographers often seem inclined to scrap departures from level »smooth» curves as unreliable, or they explain them as being due to exogenetic influences, to the addition of material from generally unknown sources, hybridization, etc., without testing the possibility of a disturbed equilibrium caused by the removal of gravitatively separated components. As an example, reference may be made to KROKSTRÖM's statement (Bull. Geol. Inst. Upsala No. XXVI, p. 271)¹ that a »markedly aberrant analysis suggests that the rock in question does not belong to the main suite», which clearly illustrates the danger of trying to »break the spell of the differentiation curves» without a sufficient knowledge of the subject.

General consideration of the anorthosite problem.

The view that the anorthosite has been formed by the gravitative accumulation of early rising crystals has been confirmed. It has been shown that the generally denied redissolving of accumulated plagioclase crystals must in part be assumed to have occurred at Nordingrå, although the general survey of rocks so far has revealed »no support for the concept» that there are liquid magmas of the approximate composition of basic plagioclase (BOWEN). The excessively rare dikes of anorthosite found elsewhere are explained by unbelievers as formed from a nearly crystalline mass containing a very moderate amount of nonfelspathic liquor. The universally protoclastic structure of the anorthosites has been repeatedly stressed by different petrologists as being the most important indication of the manner and conditions of their

¹ KROKSTRÖM's peculiar views on the subject of magmatic differentiation expressed in the said paper, will be dealt with more fully in the present author's coming paper on the Jotnian magmas.

mise-en-place, the dikes, consequently, being supposed to be orogenetically forced into the fissures of the surrounding rocks. VOGT's assumption of a very deep-seated accumulation of plagioclases in order to account for the high redissolving temperature (2 000 C°), and for the rapid freezing of the magma on its way towards higher cooler levels was countered by BOWEN's pointing out the forming of rocks of this character in the Hebrides below a moderate covering of surface lava.

Even if neither BOWEN's nor VOGT's conception of sinking accumulation has been confirmed in the present case, this must not be taken as any definite proof of the general non-validity of their views, as the relations of density must be very delicate, and may be reversed in other cases. Their dependency on volatile components and external pressure has previously been generally overlooked. As to redissolving, however, Rödö has furnished evidence supporting the possibility advocated by VOGT although realized under far different conditions. It may even be said to be an exception confirming the general rule, supported by BOWEN, that a liquifaction of accumulated plagioclase crystals is contrary to expectation. It may also be said to prove that VOGT's view of a deep-seated remelting is erroneous.

Only under very exceptional conditions could an effusive anorthositic magma be expected to realize. The necessary premises would be an intrusion of superheated gabbroid magma into a space situated at shallow depth below the surface of the crust, the superheat being derived from a rapid rise of the magma from great depths. Even then an anorthositic liquid could only come into existence if a fissuring of the roof occurred during the very limited time-interval when the temperature of the separated plagioclases was still above their solidus-surface in the system: »much plagioclase — moderate or small amount of FeO, MgO, SiO₂, H₂O». Only the last separated portion of plagioclases could be expected to fulfil the conditions and only a moderate amount of liquid anorthosite would result. The more basic the felspars, the less would the chance of refusion be, too.

Even if the internal pressure due to the increased H₂O could quickly force this liquid upwards, the loss of volatiles on reaching the surface would rapidly lead to freezing. Any extensive lava-flows therefore could not be expected to have occurred, neither would one expect any to be preserved at Rödö after 600 million years of erosion and re-sedimentation although the field evidence and the micro-texture of the present dikes infer a very shallow depth, constituting the nearest approach to an effusive which will probably ever be found.

The main point to be kept in view, however, is the complete absence of any protoclastic textures in the kenningite. A few of the sparse

plagioclase phenocrysts of the kenningite-dikes may have been carried upwards from the anorthosite-fraction without complete re-dissolving as indicated by occasional corrosion-structures (Cf. Pl. IX, Fig. 2), but the main part of the plagioclase undoubtedly crystallized within the dikes themselves from a complete solution. Any explanation based on a crystal porridge being forced into the dike-fissures by an increased gas-tension below succeeding the fissuring, is completely out of question.

The new light shed on the anorthosite problem by the discovery of the kenningite, consequently, explains why effusive or semi-effusive rocks of anorthositic composition have never previously been found. Nor does it hold out any great hope of new findings of such rocks, but it may serve to stimulate the attention of fellow petrologists engaged in the survey of anorthositic areas. Perhaps this one chance in millions may be realized somewhere else, after all.

References.

1. ALLING, H. L., Interpretative Petrology of the Igneous Rocks, 1936.
2. BOWEN, N. L., The Evolution of the Igneous Rocks, 1928.
3. BESKOW, G., Södra Storfjället, S. G. U. Ser. C. No. 350, 1929.
4. COATS, R. R., Primary Banding in basic plutonic rocks, J. of Geol. 1936.
5. DALY, R. A., Igneous Rocks and the depths of the earth, 1933.
6. V. ECKERMANN, H., The Genesis of the Rapakivi Granites, Geol. För. Förh. 1937.
7. —, A Contribution to the knowledge of the late sodic differentiates of basic eruptives. Journ. of Geol. 1938.
8. —, The Jotnian Formation and the Sub-Jotnian Unconformity, Geol. För. Förh. 1937.
9. —, The Loos-Hamra Region, Geol. För. Förh. 1936.
10. —, Dikes belonging to the Alnö Formation. Geol. För. Förh. 1928.
11. HALL, A. L., The Bushveld Igneous Complex. Geol. Surv. Union of S. A. 1932.
12. HOLMQUIST, P. J., Om Rödömrådets rapakivi och gångbergarter. S. G. U. Ser. C 181, 1899.
13. HÖGBOM, A. G., The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrå. Geol. För. Förh. 1909.
14. LUNDBOHM, H.J., Berggrunden inom Vesternorrlands län, S. G. U. Ser. C, No. 177, 1899.
15. SOBRAL, J. M., Contribution to the Geology of the Nordingrå Region, 1913.

Die Genesis der Svionischen Granite.

Zur Diskussion über die Granitisationstheorie.

Von

NILS H. MAGNUSSON.

Nachdem H. G. BACKLUND in zwei Arbeiten (1 und 2) seine Auffassung von den svionischen Graniten und Gneisen als Produkten eines Granitisationsprozesses *in situ* hauptsächlich von Sedimenten dargelegt hatte, suchte der Verfasser in einem Diskussionsbeitrag (19) die Beobachtungen zusammenzufassen, die er während zweier Dezennien Feldarbeit innerhalb des schwedischen Teiles der Svekofenniden gemacht hat, und an Hand dieser Beobachtungen die generelle Granitisationstheorie BACKLUNDS zu prüfen. Als Antwort auf diesen Diskussionsbeitrag hat BACKLUND in dem vorliegenden Heft von »Geol. För. Förh.« eine Entgegnung (3) oder nach seinem eigenen Ausdruck eine »Verdeutlichung« veröffentlicht.

Infolge der oft diffusen Schreibweise BACKLUNDS kam diese Verdeutlichung willkommen; doch verändert sie die Sachlage nicht. Die Behauptung BACKLUNDS, dass mein Beitrag weder etwas Neues bringe noch etwas von ihm nicht schon Berücksichtigtes anführe, zeugt bei einem so schwerbearbeiteten Gebiet wie diesem von einem starken Selbstvertrauen. Eine derartige Behauptung vermag meine Kritik keineswegs zu schwächen, umso weniger da ich, gestützt vor allem auf meine eigenen Feldbeobachtungen, BACKLUNDS Hypothese und deren Möglichkeit, beobachtete Tatsachen zu erklären, prüfen wollte. Dass ich dabei zu einer in vielen Hinsichten von BACKLUND abweichenden Auffassung gekommen bin, kann die Tatsache nicht verhüllen, dass ich im grossen und ganzen dieselben Ausgangspunkte habe wie er.

Um bei der weiteren Diskussion so viel wie möglich jedes Missverständnis zu vermeiden, will der Verfasser hier seiner Überzeugung Ausdruck geben, dass ein petrographischer Kreislauf mit sozusagen ungleichen Diametern eine notwendige Annahme ist für die Erklärung der seit Milliarden von Jahren andauernden Magmaintrusionen, der fort-

gesetzten vulkanischen Tätigkeit und der Sedimentbildung auf der Erdoberfläche während all dieser Jahre. Der grosse petrographische Kreislauf führt den Gedanken an Aufschmelzungsvorgänge an der Unterseite der festen Erdkruste mit sich, und — wie vor allem E. WEGMANN (23) hervorhebt — Migmatite oder Adergneise sind als Glieder im grossen petrographischen Kreislauf zu betrachten. Dieses Einfügen der Adergneise in einen stetig fortschreitenden, sich wiederholenden Kreislauf ist ein glänzender Beweis für die Tragkraft der Gedankengänge, für die vor allem J. J. SEDERHOLM eingetreten ist. Sowohl BACKLUND und ich, als auch WEGMAN und die finnische Schule mit ESKOLA und KRANCK an der Spitze, sind Schüler von SEDERHOLM. Als erläuternd und klarlegend war ganz besonders WEGMANN'S Werk »Zur Deutung der Migmatite« anregend. Es scheint mir doch wenig angebracht von BACKLUND, bei WEGMANN eine Stütze zu suchen für seine generelle Granitisationstheorie, laut welcher ziemlich alle Granite Granitisationsprodukte *in situ* sind, auch wenn er, insbesondere nach der gelieferten Kritik, eine gewisse, wenn auch schwache Mobilisation der Granitisationsprodukte erlaubt.

Die moderne Anschauung von dem Verlauf der Geschehnisse in der Erdkruste, die während der letzten Dezennien durch die Idee von dem petrographischen Kreislauf eine immer klarere Ausgestaltung erhalten hat, bindet diese Geschehnisse zu einem logischen, durch die Feldbeobachtungen gestützten Lehrgebäude zusammen. Sie verleiht Festigkeit und Zusammenhang. Wo früher isolierte Problemkomplexe existierten findet man sie nunmehr intim verknüpft. Eines der wichtigsten Probleme betreffs des grossen petrographischen Kreislaufes ist zweifelsohne die Frage von der Entstehung der Granitmagmen. Früher begnügte man sich meistens damit, dass die Magmen von unten her kamen, von tiefer gelegenen Teilen der Erdkruste. J. J. SEDERHOLM (20), A. GAVELIN (6) und P. J. HOLMQUIST (12) haben zwar schon vor mehr als 30 Jahren hervorgehoben, dass Granitmagmen durch Aufschmelzung der unteren Teile der Erdkruste entstehen konnten, und SEDERHOLM hat später in einer Reihe hervorragender Abhandlungen diese einmal gemeinsame schwedisch-finnische Forschungsrichtung weiter ausgebaut. Seither sind jedoch Beweise für eine derartige Palingenese hauptsächlich auf finnischem Boden ans Licht gebracht worden. SEDERHOLM'S Werk wurde dort vor allem von P. ESKOLA, E. WEGMANN und E. H. KRANCK fortgesetzt. Die generellen Fragen sind am klarsten beleuchtet worden in den Arbeiten P. ESKOLA'S »On the origin of granitic magmas« (4) und »Differential anatexis« (5); er versucht hier eine Erklärung zu geben, dass die Granitmagmen durch eine selektive Aufschmelzung von Material im Verein mit »squizing« entstanden seien.

Im Jahre 1906 legte H. E. JOHANSSON (15) dem »Geologiska Föreningen« seine sogenannte magmatische Theorie hervor, laut welcher die erzführende Leptitformation, einschliesslich deren Eisenerze, Kalksteine, Grauwacken und Schiefergesteine, sowie die Urgranite und Gneise, die zum schwedischen Urgebirge gehören, eine Schlierenbildung wären in einem Riesenmagma, das unter einem differenzierenden und richtenden Druck erstarrte. Seit jener Zeit richtet sich das Interesse der schwedischen Urgebirgsforscher vor allem darauf, Beweise für oder gegen diese Theorie aufzubringen; eine lebhaftete Diskussion, die noch immer nicht zu Ende geführt ist, hat während dreissig Jahre unter den schwedischen Geologen stattgefunden.

Die Gegner der magmatischen Theorie waren gezwungen, an den am besten erhaltenen Teilen der Leptitformation genaue Untersuchungen vorzunehmen, wo jetzt ein reichhaltiges und bindendes Beweismaterial vorhanden ist dafür, dass die erzführende Leptitformation eine Oberflächenbildung ist, die später stark zusammengefaltet und aufgerichtet, sowie von verschiedenen Arten Graniten und Grünsteinen durchsetzt wurde. Auf diese Art wurde das Interesse der schwedischen Geologen von der Diskussion über die magmatische oder suprakrustale Natur der erzführenden Formation in allzu hohem Grad absorbiert, und die einmal vielverheissende Entwicklung betreffs der Adergneise wurde abgebrochen und wurde erst wieder in den 1920er Jahren aufgenommen. In den 1930er Jahren erweckten die Fragen von der Genesis der Granite und Gneise ein grosses und zunehmendes Interesse bei den schwedischen Geologen, wobei natürlich die von unseren finnischen Kollegen erzielten schönen Resultate in hohem Grade stimulierend wirkten. Die zu beiden Seiten des Bottnischen Meerbusens abweichenden Arbeitsmethoden und Resultate dürften mit Gewissheit darauf beruhen, dass wir in den schwedischen Svekofenniden bedeutend grössere Gebiete mit gut bewahrten svionischen Gesteinen besitzen als in den finnischen, während die finnischen Svekofenniden mit Graniten von der Gruppe des Hangögranits in einem Masse durchtränkt sind, wie man auf schwedischem Boden kaum anders als rein lokal ein Gegenstück aufweisen kann. Es ist deshalb natürlich, dass der Gedanke an eine »Palingenese« bei den finnischen Geologen zuerst Wurzel fasste. Seit dem Anfang des 20. Jahrhunderts hatte der Gedanke auch Anhänger unter den schwedischen Geologen und dürfte heutzutage auch auf schwedischem Boden eine feste Position besitzen.

Ferner möchte ich hervorheben, dass es recht unnötig sein dürfte, vor schwedischen Geologen — es wäre denn vor den wenigen Anhängern der magmatischen Theorie — zu betonen, dass wir bei unserer Arbeit von aktualistischen Anschauungen ausgehen müssen. Wir akzeptieren

auch das Evolutionsprinzip, wie WEGMANN es für das fennoskandische Urgebirge verwertet hat. Dagegen kann ich nicht einsehen, dass diese beiden Prinzipien mit BACKLUNDS Granitisationstheorie stehen oder fallen müssen. Ob die Granite wirkliche Intrusionen aus schmelzfließendem Material oder metasomatische Umwandlungsprodukte *in situ* ausmachen, kann weder das Aktualitäts- noch das Evolutionsprinzip umstürzen. Das hiesse, der Granitisationstheorie allzu grosse Bedeutung zuzumessen.

Aus meinem vorigen Diskussionsbeitrag geht deutlich hervor, dass meines Erachtens die Bildung der Adergneise — wie z. B. die Sörmlandgneise — als ein Umwandlungsprozess aufzufassen ist, hauptsächlich entstanden durch erhöhte Temperatur und eine Durchtränkung des Gesteinskomplex mit granitischen Säften, deren Zusammensetzung beim Vordringen sich sukzessive veränderte durch Ausfällen gewisser Elemente auf verschiedenen Niveaus und Auflösung anderer, wobei Lösungen in grossem Umfange auch ausserhalb des eigentlichen Adergneisgebietes gelangten und immer schwächere Umwandlungen hervorriefen, je weiter sie sich vom Adergneisgebiet entfernt hatten. Innerhalb dieser äusseren Zone hat sich eine ganze Menge flüchtigere Bestandteile konzentriert und fixiert. Dies ist, wenn man so will, natürlich eine Granitisation. Ich habe sie jedoch nicht so benennen wollen, da die umgewandelten Gesteine sich nicht wie Granite verhalten. Da das Charakteristikum für diese Gesteine ein Pegmatit-schlieriger Bau ist, habe ich anstatt dessen vorgezogen, von einer »Pegmatitisierung« zu sprechen. Innerhalb der Adergneise kann (wie ich wiederholt hervorheben musste) mit Hilfe von weniger umgewandelten Reliktpartien eine Aufteilung auf die primären Gesteinsglieder vorgenommen werden, was bei einer Umwandlung zu wirklichen Graniten unmöglich gewesen wäre. Es lassen sich also sowohl Vulkanite, Eisenerze, Kalksteine und Verwitterungssedimente als auch Urgranite und Grünsteingänge unterscheiden, trotz der chemischen und mineralogischen Veränderungen, die infolge der den Komplex durchtränkenden granitischen Säfte stattgefunden haben.

Die Gesteine, in denen die Eisenerze und Kalksteine in Sörmland stecken, werden von BACKLUND als »sedimentogene Metamorphite« bezeichnet. Dies ist nicht richtig; es sind wirkliche Vulkanite von derselben Art wie die im eigentlichen Bergslagen. Sie gehören auch wie jene zum selben unteren Teil der Leptitformation. Untersuchungen in Bergslagen haben uns gelehrt, dass die Leptitformation in einen unteren, grösstenteils vulkanogenen Teil und einen oberen, hauptsächlich sedimentären eingeteilt werden kann. Beim oberen fehlen Eisenerze sowie auch Kalksteine; er tritt in zwei verschiedenen Ausbildungsformen auf,

teils als Grauwacken und Schiefer vom Grythyttetypus, teils als Quarzite, Glimmerschiefer und Plagioklas-reiche Gesteine vom Larsbotypus. Inwiefern diese einander ersetzen oder ob die Gesteine der Larsboserie jünger sind als die Grythyttegesteine ist uns noch nicht mit Sicherheit bekannt. Doch gehören sowohl die Grythytte- als auch die Larsbosedimente zur Leptitformation. Wahrscheinlich sind jedoch die Grythyttegesteine als eine westliche und die Larsbogesteine als eine östliche Fazies des oberen sedimentären Teiles der Leptitformation aufzufassen. Die zu den Sörmlandgneisen gehörigen Sedimente müssen unbedingt zur Larsboserie gerechnet werden. Dies geht deutlich hervor aus dem Vergleich, der aufgestellt werden kann seit der Herausgabe der ausgezeichneten Beschreibung der Larsboserie auf dem Kartenblatt Smedjebacken von S. HJELMQVIST (11). Dass diese Sedimente in Bergslagen den Vulkaniten überlagern hat HJELMQVIST deutlich bewiesen, aber sie überlagern auch den Vulkaniten in Sörmland. Eine Ursache ist nicht vorhanden, weshalb das Verhältnis zwischen Vulkaniten und Sedimenten hier anders sein sollte als in Bergslagen. Deshalb habe ich mit Bestimmtheit hervorgehoben, dass Sörmland auf dieselbe Art wie Bergslagen aufgebaut ist, mit derselben Stratigraphie und primär mit denselben Gesteinen, wenn auch mit Differenzen in den Proportionen zwischen den zugehörigen Gesteinen. Im grossen und ganzen liegt demgemäss der Sörmlandkomplex vom stratigraphischen Standpunkt aus nicht höher als der Bergslagkomplex. Der Unterschied ist nur, dass stratigraphisch höhere Teile in grösserer Menge in Sörmland vorhanden sind als in Bergslagen. Die »Sörmlandgneise« sind demnach kein stratigraphischer Begriff, wie BACKLUND anzunehmen scheint, sondern bezeichnet nur ein Gebiet mit auf gewisse Art umgewandelten Gesteinen und nichts weiteres. Die Grenze für die Gneise oder besser ausgedrückt die Grenzzone zwischen den Gneisen und den benachbarten, weniger umgewandelten Gesteinen schneidet diskordant durch die gefaltete Lagenserie. Deshalb besteht keine »Verworrenheit in der Beweisführung«, wenn ich hervorhebe, dass stratigraphisch höhere Teile die Sörmlandgneise beherrschen und dass gleichzeitig die Gneise — oder besser die Gneisfront — unter das eigentliche Bergslagen, dessen Gesteinskomplex meines Erachtens nach unten in Adergneise übergeht, untertauchen. Solche Adergneise tauchen auch NW von Grängesberg auf.

Ebensowenig wie Sörmland ist Uppland ein stratigraphischer Begriff. BACKLUNDS Behauptung, dass GAVELIN und MAGNUSSON auf ihrer Karte vom Norden Uppland, Sörmland und Bergslagen »durch gänzlich verschiedene Bezeichnungen« von einander abgetrennt haben, ist unrich-

tig. Die Urgranite in Uppland haben dieselbe Bezeichnung wie die in Bergslagen, die Vulkanite ebenso. Wie ich in meinem vorigen Diskussionsbeitrag hervorhob, liegt der Unterschied darin, dass in Uppland die Urgranite vorherrschen, in Bergslagen die Leptite. Die Bezeichnung für Sörmland wurde gewählt um anzudeuten, dass die Gneise hier umgewandelte Urgranite und zur Leptitformation gehörige Gesteine sind (siehe Schema der Karte des Nordens).

Der Verf. hat schon vorher betont, dass die Sörmlandgneise mit den Graniten nicht gleichzustellen sind. Gleichzeitig habe ich jedoch hervorgehoben, dass im Verein mit der Adergneisbildung granitische Gesteine entstanden sind. Diese sind im Adergneisgebiet als gesammelte intrusive Pegmatite oder Granite mit meistens unregelmässigen diffusen Grenzen und vollständig eingefügt in die Tektonik der Gneise aufgetreten. An der Peripherie hat dieses mobilisierte Granitmaterial sich losgelöst und das Hängen der Adergneise intrudiert. Diese mehr selbständigen Granite gehen unter den Bezeichnungen Fellingsbro-, Örebro-, Stockholms-, Enkullen-, und Malingsbogranite; sie sind gewöhnlich begleitet von zahlreichen individualisierten, von ihrer Umgebung durch scharfe Grenzen abgeschiedenen Pegmatiten. Schon P. J. HOLMQUIST (13) konnte darlegen, dass die Sörmlandgneise von Södertörn von den Urgranit-Leptitgebieten der südlichen Stockholmer Schären getrennt sind durch eine Zone, reich an Pegmatiten, zu denen die bekannten Pegmatite von Utö und Ytterby gehören.

Der Verf. hat diese Anregung HOLMQUISTS weiter zu verfolgen gesucht und eine Karte, fig. 1, angefertigt über die Granite der oben erwähnten Typen, sowie über pegmatitreiche Gebiete, deren Pegmatite genetisch mit ihnen zusammengehören. Es zeigt sich da, dass die durch und durch pegmatitschierige Masse der Sörmlandgneise, die grössere Mengen individualisierter Pegmatite und Granite vermisst, rund herum von einer kontinuierlichen, an scharf begrenzten Pegmatiten und Graniten reichen Zone umgeben ist. Während es sich bei den Sörmlandgneisen hauptsächlich um *in situ* mobilisiertes Material handelt, ist bei dieser Zone vor allem von wirklichen Intrusionen die Rede. Der Zusammenhang zwischen dem *in situ* mobilisierten Material und diesen Intrusionen ist jedoch vollkommen deutlich. In der Stockholmer Gegend, der von HOLMQUIST nachgewiesenen Zone längs der östlichen Küste von Södertörn sowie in der Zone von Nyköping gegen Örebro tritt ebenfalls *in situ* mobilisiertes Material Seite an Seite mit wirklichen Intrusionen auf. Südlich der Nyköping-Örebro-Zone fangen auch die Adergneise wiederum an. Innerhalb der die Adergneise im Norden flankierenden Mälärzone werden die Intrusionen immer schärfer begrenzt, je mehr man sich von den eigentlichen Adergneisen entfernt. Die Intrusionszone ist hier

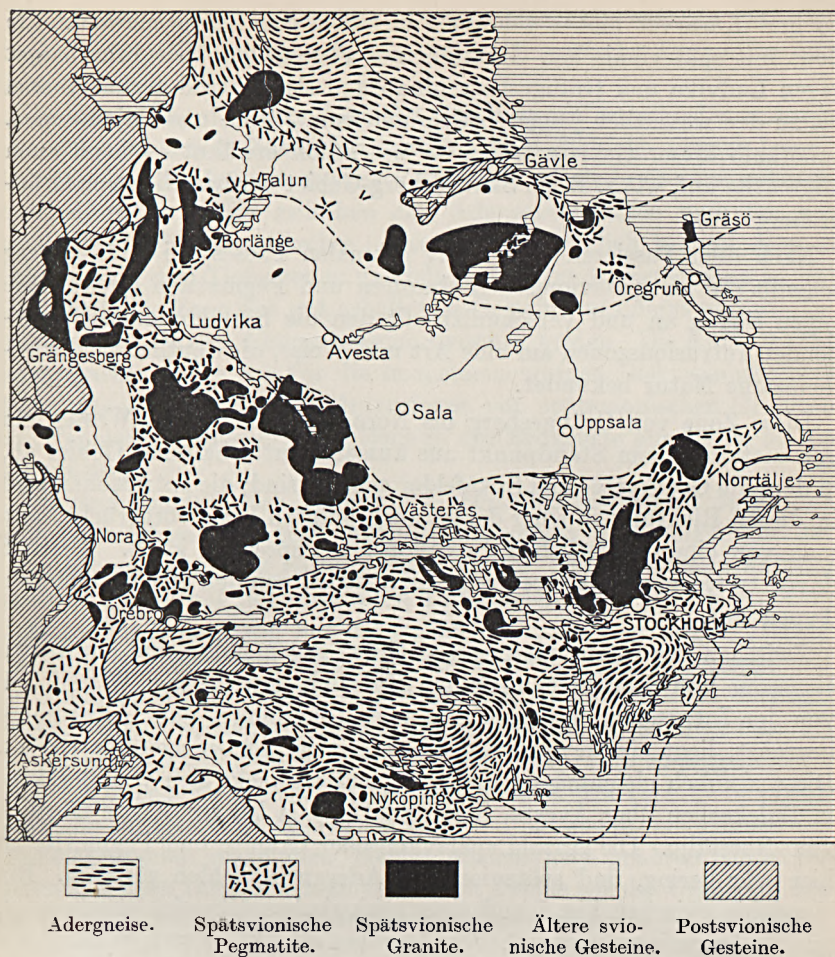


Fig. 1. Die Verbreitung von Abergneisen, spätsvionischen Graniten und Pegmatiten im mittleren Schweden. 1 : 2.5 Mill.

jedoch an mehreren Stellen über die Grenzen der Abergneise gerückt, wie z. B. in dem von P. GEIJER (8) behandelten Gebiet längs der Seen Klemmingen und Sillen.

Genau so findet man, dass die Abergneise im nördlichen Gästrikland und in den angrenzenden Teilen von Dalekarlien im Süden flankiert werden von einer Zone, die reich ist an Graniten und Pegmatiten von Typen, die vollständig den oben erwähnten entsprechen. Diese Zone kann verfolgt werden von Gräsö in Norduppland über das südliche Gästrikland und die Falungegend, deren berühmte Pegmatite bei Finn-

bo und Kårarvet hieher gehören. Westlich von Falun schwenkt die Zone mit spätsvionischen Graniten und Pegmatiten über Idkerberget gegen Ludvika und Grängesberg hinab und streckt sich gegen Westen bis zu den wesentlich jüngeren Graniten vom Järna- und Siljanstypus. Innerhalb dieser Gebiete treten — wie schon erwähnt — lokal auch Migmatite auf, wie z. B. im Skattlösberg-Gebiet nordwestlich von Grängesberg (16).

Nach dem Passieren des relativ schmalen Passes bei Grängesberg schwillt die an spätsvionischen Graniten und Pegmatiten reiche Zone gegen Süden an und verschmilzt mit den die Sörmlandgneise umgebenden Intrusionszonen auf eine Art und Weise, die deutlich beider gemeinsame Natur bekundet.

Diese Zone von Grängesberg bis Nora hinab trennt im Westen ein von metamorphem Standpunkt aus äusserst gut erhaltenes Gebiet ab, in dem die Grythytte- und Saxåfelder gelegen sind; die Intrusionen sind in dieser Richtung zu einer derart ausgeprägten Linie vorgerückt, dass man von einer eigentlichen Intrusionsfront sprechen kann. Westlich davon treten nur ganz vereinzelte Intrusionen von den hier behandelten Typen auf.

Zwischen der Intrusionszone von Gräsö gegen Falun und der Intrusionszone von Stockholm über den Mälarsee, sowie gegen W und SW von der Intrusionszone von Falun über Idkerberget und Grängesberg begrenzt, liegt ein in spätsvionischer Zeit wenig bearbeitetes Gebiet. Diese ziemlich gleichmässig breite Gegend erstreckt sich von Borlänge in Dalekarlien über Avesta, Sala und Uppsala bis zur Küste nördlich von Norrtälje. Die Anzahl spätsvionischer Granite und Pegmatite ist hier sehr gering, und spätsvionische Adergneise fehlen gänzlich. Ein Vergleich zwischen Fig. 1 und einer geologischen Übersichtskarte zeigt, wie die Intrusionszonen mit ihren Grenzen oft mit grossen Winkeln die Streichungsrichtungen und die Tektonik des älteren Urgranit-Leptitkomplexes schneiden.

Der Gesteinskomplex der Svekofenniden im mittleren Schweden kann demnach folgendermassen eingeteilt werden:

1. *Adergneisgebiete*, innerhalb welcher die Urgranite und die Gesteine der Leptitformation in pegmatitschlierige Gesteine umgewandelt sind und deren spätsvionische Pegmatite und Granite mit den Adergneisen und deren Tektonik eng zusammen gehören.

2. *Intrusionsgebiete*, innerhalb welcher scharf begrenzte Intrusionen von spätsvionischen Pegmatiten und Graniten reichlich auftreten. Diese Intrusionen greifen an mehreren Stellen über die schon fertig gebildeten Adergneise hinüber.

3. Gut erhaltene Gebiete, innerhalb welcher spätsvionische Adergneise gänzlich fehlen und spätsvionische Pegmatite und Granite selten auftreten.

Die Karte, Fig. 1, veranschaulicht, wie diese drei verschiedenen Arten von Gebieten sich in Zonen mit bestimmter Reihenfolge ordnen lassen, dadurch dass die Intrusionsgebiete abwechselnd als breite und schmale kontinuierliche Zonen zwischen den Adergneisgebieten und den gut erhaltenen Gebieten auftreten. Daraus geht deutlich hervor, dass es sich hier um drei Tiefenzonen handelt, wobei die Adergneiszone zu unterst liegt, die Zone der gut erhaltenen Gesteine zu oberst und die Intrusionszone als eine Übergangszone zwischen beiden. Die Karte macht einen starken Beleg aus für die in meinem vorigen Diskussionsbeitrag dargelegte Ansicht, dass die Intrusionen von spätsvionischen Graniten und Pegmatiten einer höheren Zone in der Erdkruste angehören als die Adergneise.

Die drei konstatierten Tiefenzonen schneiden diskordant durch den wesentlich älteren, intensiv gefalteten Komplex und haben mit der eigentlichen svionischen Faltung nichts zu tun. Zwischen dieser Faltung und der Ausbildung der erwähnten Tiefenzonen liegt, wie ich in einem anderen Zusammenhang hervorgehoben habe, ein sehr langer Hiatus. Das Bild, das die Karte Fig. 1 von der Verteilung der Adergneise und der spätsvionischen Granite in Mittelschweden gibt, scheint ebenfalls meine vielfach angeführte Auffassung zu bestätigen, nämlich dass die Adergneise und die erwähnten Intrusionen eher durch epeirogenetische als durch orogenetische Senkung entstanden sind. Die eigentliche svekofennische Orogenese ist älteren Datums und hängt mit den grossen Urgranitintrusionen zusammen. Meiner Ansicht nach gehören jedoch die spätsvionischen Intrusionen zu demselben Zyklus wie die Urgranite und die Faltung. Sie sind die zyklusabschliessenden Granite.

Betreffs der Adergneise sind BACKLUNDS und meine Auffassungen nicht so scharf abweichend wie betreffs der Urgranite. BACKLUND hebt auch hervor, dass man ein ganz anderes Bild erhält von diesem ersten »Aufstieg von Emanationen«. Erstens fehlen Pegmatite vollständig. Dies ist sehr wesentlich, da man erwarten könnte, dass auch in diesem Fall eine Anreicherung von flüchtigen Bestandteilen gegen die Spitzen der Emanationswellen hin stattgefunden hätten. Als Erklärung für dieses Fehlen von Pegmatiten gibt BACKLUND an, dass die Emanationen — die in beiden Fällen im grossen und ganzen dieselbe Zusammensetzung hatten, wenn es sich um Urgranite handelt — hauptsächlich auf Alkalien arme oder »verarmte« Gesteine trafen, an die die Alkalien gebunden wurden. Dass die Sache sich so verhalten hat, habe ich Mühe zu verstehen. Mit Ausnahme von grossen Teilen Sörmlands

sitzen die Urgranite ziemlich ausschliesslich in dem unteren vulkanogenen Komplex, und dieser wird aus alkalireichen Gesteinen aufgebaut; die Bruchstücke, die sich im Inneren der Urgranite befinden, sind derselben Natur wie die Vulkanite, die rund um die Urgranite herum auftreten. Die Verwitterungssedimente, die innerhalb der westlichen Teile von Bergslagen auftreten, sind nirgends granitisiert, was sie laut BACKLUNDS Theorie sein müssten. Die einzige Möglichkeit, BACKLUNDS Ansprüche auf Feldspat-arme Gesteine, die durch Granitisation die Entstehung von Graniten verursacht hätten, zufriedenzustellen, scheint meines Erachtens zu sein, die Leptite ebenfalls als Granitisationsprodukte aufzufassen und somit anzunehmen, dass in Wirklichkeit Gesteine mit bewahrten primären Zusammensetzungen in der svionischen Formation nicht existieren.

N. SUNDIUS (22) hat ja im Grythyttfeld die schönsten Lava- und Tuffstrukturen bei den Vulkaniten und klastische Strukturen bei Grauwacken und Schiefen konstatiert. Später sind dergleichen Strukturen — wenn auch mehr sporadisch — an verschiedenen Orten innerhalb der besser bewahrten, nicht zu Adergneisen umgewandelten Teile der svionischen Formation gefunden worden. Wie diese Strukturen nach erlebter metasomatischer Umwandlung hätten erhalten bleiben können, ist schwer zu begreifen. Alle Forscher, die wirklich selber in den erzführenden Teilen Mittelschwedens gearbeitet haben, dürften sich einig sein darüber, dass die meisten Vulkanite in diesen Gebieten den primären chemischen Charakter gut bewahrt haben. Die metasomatischen Umwandlungen — auch wenn sie gewöhnlich sind — haben doch nur einen untergeordneten Teil der ganzen Vulkanitmasse getroffen. Der Versuch BACKLUNDS, das Fehlen von Pegmatiten bei der Urgranitbildung zu erklären, ist meines Erachtens verfehlt.

Laut BACKLUND war auch beim zweiten »Aufstieg von Emanationen«, bei dem u. a. die Adergneise sich gebildet haben sollen, die Feldspatierung schon vollendet und die Emanation führte nur eine Komplettierung mit sich. Diese Komplettierung, dieser Überschuss hätte die Pegmatitschlieren gebildet. Es kommt mir vor, als ob dann die Vulkanite an erster Stelle die Bildung von Pegmatiten hätten verursachen müssen. Dies ist jedoch nicht der Fall; anstatt dessen haben die Verwitterungssedimente und vor allem die Schiefer die typischsten Adergneise zustande gebracht. Doch ist es selbstverständlich, dass je grösser der Zuschuss sein kann, umso mehr Pegmatite haben sich bilden können. Die Gesteine von Sörmland sind jedoch nicht einmal nach der Adergneisbildung an Alkalien gesättigt. Noch gibt es sowohl Al_2O_3 als auch SiO_2 in Überschuss, was auch BACKLUND gezeigt hat. Im Einklang mit BACKLUNDS Beweisführung hätte man gerade da, wo die mei-

sten pegmatitschlierigen Gesteine sich befinden, ein homogenes Granitisationsprodukt erwartet.

BACKLUNDS Erklärung für die homogene Ausbildung der Urgranite lautet: »Homogene Sedimente ergeben selbstverständlich homogene Granitisationsprodukte.« Wie sieht dann die Leptitformation aus, aus der die Urgranite sich durch metasomatische Umwandlungsprozesse gebildet haben sollten? Dank einer Reihe von Abhandlungen und Monographien kennen wir sie recht gut und wissen, dass der Wechsel zwischen verschiedenen Schichten sich ungemein rasch abspielt. Gewöhnlich finden wir die Tuffe vermischt mit Kalksteinen oder selber kalkführend. Wir finden Eisenerze verschiedener Art, von denen ein grosser Teil als Sediment gedeutet werden muss. Wir finden effusive Grünsteine sowie Verwitterungssedimente verschiedener Art (Schiefer, Grauwacken, Quarzite). Der Wechsel ist gewöhnlich so schnell, dass die Stratifikation der Formation sich innerhalb der Urgranite geltend machen müsste, wenn diese in BACKLUNDS Sinn Granitisationsprodukte wären. Etwas derartiges konnte nur in gewissen Teilen Upplands, bei den eigentlichen Intrusionsfronten, konstatiert werden. Von dem eigentlichen Bergslagen kennt man keine Beispiele dafür.

Wie auch BACKLUND hervorgehoben hat, beherrschen also die inhomogenen Sedimentfolgen die Leptitformation. Laut BACKLUND ist dies auch die Ursache für die grossen Variationen bei den Graniten. Es machte mir Vergnügen, mittels einer Reihe Niggliagramme diese Variationen für die Urgranite innerhalb des eigentlichen Bergslagen veranzuschaulichen, da von diesem Gebiet eine genügende Anzahl Analysen in einer Reihe moderner Abhandlungen und Monographien veröffentlicht worden sind. Von den in grösseren Mengen auftretenden Urgraniten, die die Urgranitmassive hauptsächlich aufbauen, wurden mit spezieller Bezeichnung die quantitativ sehr untergeordneten feinkörnigen Randfaziesbildungen abgetrennt. In demselben Diagramm hat der Verf. auch vorhandene Analysen von zur Leptitformation gehörenden Gesteinen von derselben Gegend eingesetzt und sie in drei Gruppen getrennt: unumgewandelte Vulkanite, metasomatisch umgewandelte Vulkanite und Verwitterungssedimente, hauptsächlich Schiefer. Ausserdem wurden alle verfügbaren Analysen von spätsvionischen Graniten vom eigentlichen Bergslagen mitgenommen. Ausser früher veröffentlichten Analysen hat der Verf. einen Teil neuer Analysen von den Ljusnarsberg- und Grängesbergfeldern verwendet, ausgeführt zum Zweck zukünftiger Monographien über diese Felder.

Das Diagramm Fig. 2, mit *al* abgesetzt nach der Ordinate und *si* nach der Abszisse, zeigt eine ausserordentlich starke Zerstreung der ganzen Leptitformation, trotzdem die Karbonatgesteine und die Erze nicht

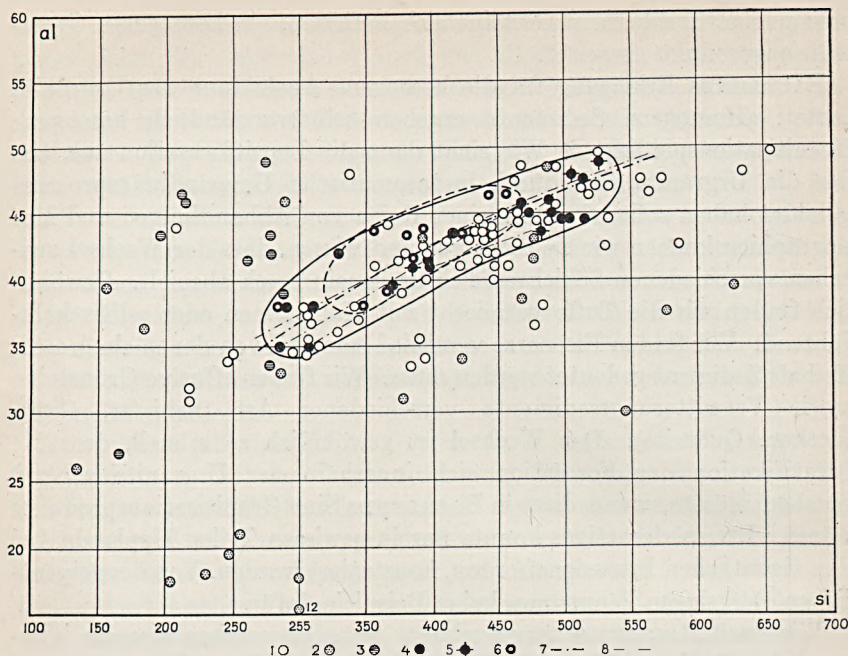


Fig. 2. Diagramm mit al nach der Ordinate und si nach der Abszisse (1 = Leptite, 2 = Metasomatisch umgewandelte Leptite, 3 = Schiefergesteine, 4 = Urgranite, 5 = Urgranitrandbildungen, 6 = Spätsvionische Granite, 7 = Die generelle Differentiationskurve der Urgranite, 8 = Spezielle Differentiationskurven der Urgranite in den Grängesberg, Ljusnarsberg, Falun und Norberg Gebieten).

mitgenommen worden sind. Auch wenn man die metasomatisch umgewandelten Hälleflinten und Leptite ausnimmt, konstatiert man eine bedeutend stärkere Verbreitung für die noch vorhandenen Laven und Tuffe als für die Urgranite, die sich innerhalb eines begrenzten Feldes ansammeln. Innerhalb desselben Feldes liegen auch die spätsvionischen Granite, wenn auch betreffs der si-Zahl mit bedeutend weniger Variationen. Die Hauptmasse dieser jüngeren Granite liegt zwischen den si-Zahlen 350 und 450, während die Urgranite zwischen 280 und 550 variieren. An die Urgranitserie knüpfen sich dann öfters recht zahlreich auftretende Grünsteine von Diorit- und Gabbrocharakter. Da die geologische Literatur nicht genügend viele Analysen über derartige Gesteine aufweist, können diese in dieser Darstellung nicht berücksichtigt werden. Auch die spätsvionischen Granite gehen lokal in mehr basische Typen über. Nur ein einziger von diesen ist analysiert worden, nämlich der Hyttsjögranit aus der Gegend der Långban-Grube, weshalb er auch ausserhalb der Area der normalen spätsvionischen Granite fällt. Auch Grünsteine treten lokal zusammen mit den

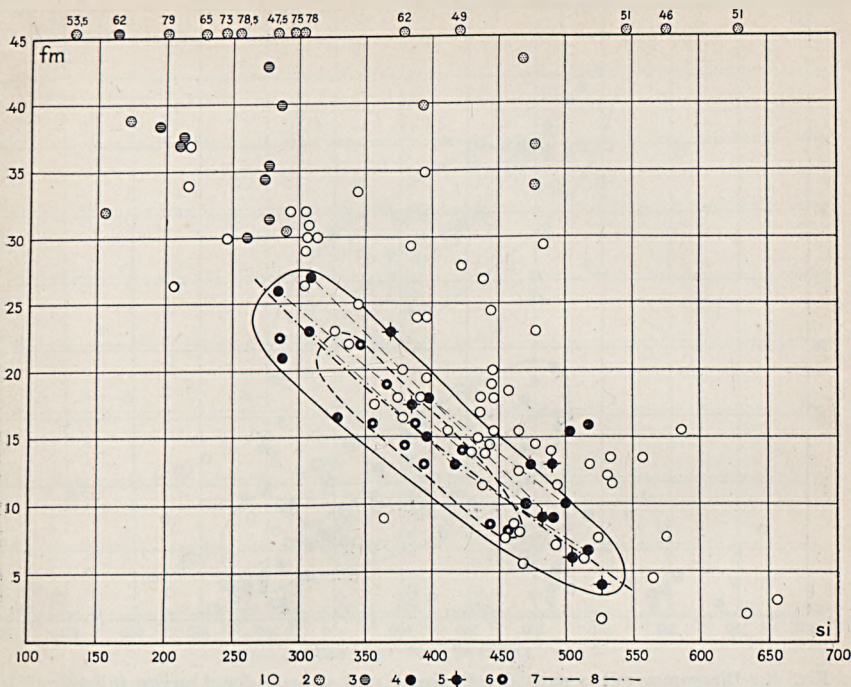


Fig. 3. Diagramm mit fm nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben-Bezeichnungen wie für Fig. 2).

spätsvionischen Graniten auf, wie z. B. auf dem Kartenblatt Grängesberg. Für Bergslagen im ganzen spielen jedoch diese basischen Granite und Grünsteine keine grössere Rolle und können, da es sich um einen Diskussionsbeitrag in der Granitisationsfrage handelt, ausser Acht gelassen werden.

Das Einzeichnen einer die bekannten Urgranitpunkte verbindenden Zickzackkurve ist, wie aus dem Diagramm hervorgeht, unmöglich. Je mehr erhaltene Analysen, umso dichter füllen die al-Punkte das gegebene Feld aus. Der Verf. zieht deshalb vor, eine Mittelkurve gerade durch das Punktfeld zu ziehen und diese Kurve die generelle Differentiationskurve für die Urgranite von Bergslagen repräsentieren zu lassen. Auf dieselbe Art kann eine solche Kurve für die spätsvionischen Granite eingezeichnet werden. Für die einzelnen kleineren Gebiete können Differentiationskurven durch Verbindung der Punkte erhalten werden, wie der Verf. in einer anderen Arbeit (18) für die Urgranite innerhalb der Ljusnarsberg- und Grängesberg-Gebiete, sowie für die spätsvionischen Granite innerhalb derselben Gebiete gezeigt hat. Man kann also sagen, dass das Urgranitfeld von mehreren Differentiationskurven, die

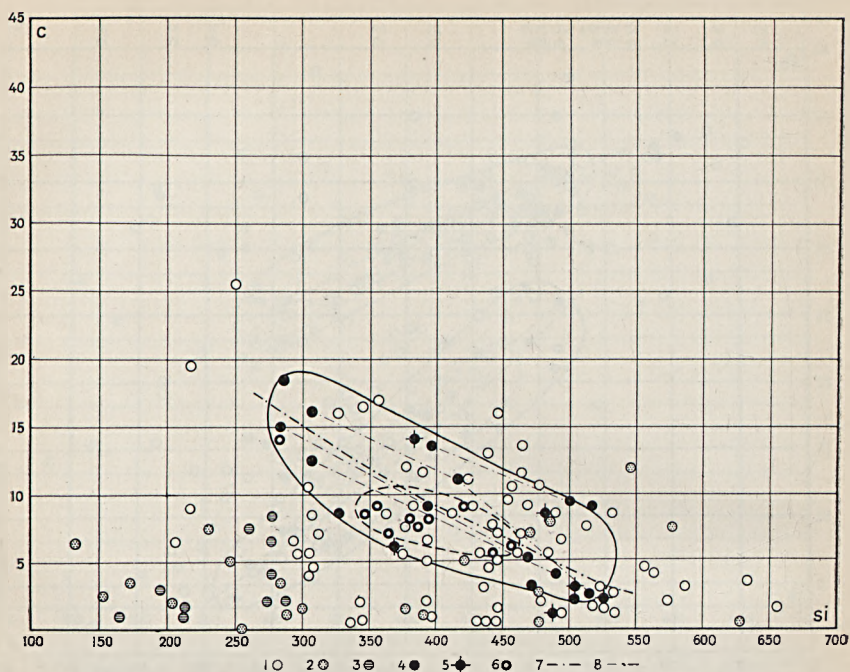


Fig. 4. Diagramm mit *c* nach der Ordinate und *si* nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 2).

im grossen und ganzen parallel zur generellen Differentiationskurve laufen, zusammengesetzt ist.

Das Diagramm Fig. 3, mit *fm* abgesetzt nach der Ordinate und *si* nach der Abszisse, zeigt auf dieselbe Art, wie die Urgranitpunkte innerhalb eines kleineren Gebietes konzentriert sind als die Punkte der Leptitformation, sowie auch wie die spätsvionischen Granite sich innerhalb eines noch begrenzteren Feldes mit relativ niedrigen *fm*-Zahlen sammeln. Ausserhalb des normalen Urgranitfeldes fallen nur eine von LINDBOTH veröffentlichte Analyse von Vinterhöjden im nördlichen Teil von Örebro Län, sowie eine der Horrsjögranitanalysen von Filipstads Bergslag.

Das Diagramm Fig. 4, mit *c* abgesetzt nach der Ordinate und *si* nach der Abszisse, zeigt gleichfalls dieselbe Konzentration der Urgranitpunkte innerhalb eines engeren Feldes als die Punkte der Leptitformation. Die Punkte der spätsvionischen Granite fallen innerhalb eines noch engeren Feldes.

Das Diagramm Fig. 5, mit *alk* abgesetzt nach der Ordinate und *si* nach der Abszisse, weist dieselbe starke Zerstreung für die Gesteinen der

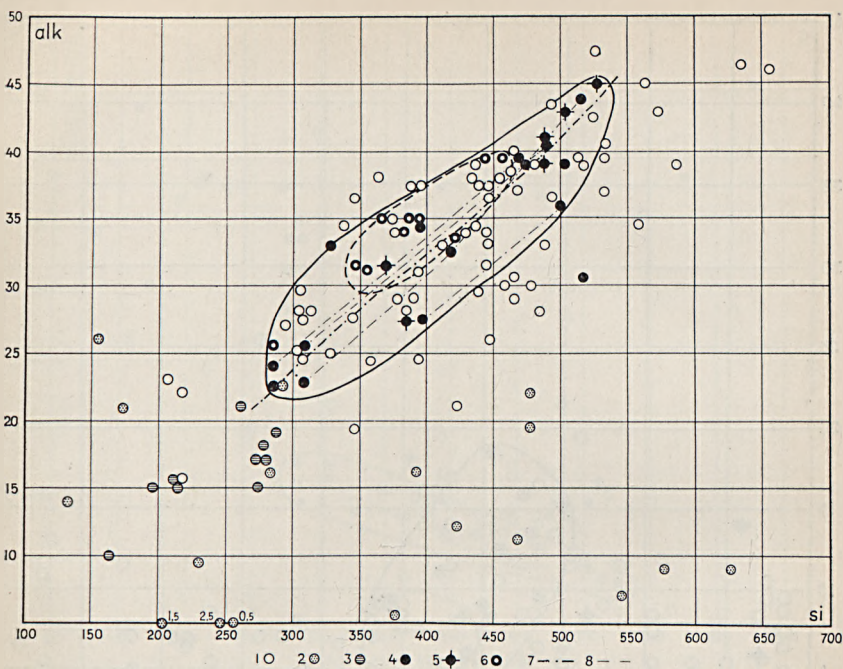


Fig. 5. Diagramm mit alk nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 2).

Leptitformation auf, ein mehr begrenztes Feld für die Urgranite und ein stark konzentriertes Feld für die spätsvionischen Granite. Die Granite von Ljusnarsberg, Grängesberg und Norberg liegen hier sämtlich sehr nahe der durch das Feld gezogenen generellen Differentiationslinie. Die Punkte der Falungranite liegen dagegen auf einer mit dieser parallelen niedrigeren Linie am unteren Rand des Feldes. Ausserhalb des normalen Urgranitfeldes fällt allein der eigentümliche Vinterhöjdgranit.

Wie bekannt ist, variieren die Laven und Tuffe auch sehr bedeutend in Bezug auf das Alkaliverhältnis. Dies wird durch Niggli's k-Zahl veranschaulicht. In dem Diagramm Fig. 6 hat der Verf. zur Veranschaulichung der Variationen im Alkaliverhältnis bei den drei Gesteinsgruppen die k-Zahl als Abszisse und die c-Zahl als Ordinate eingesetzt. Man findet dann für die Gesteine der Leptitformation eine sehr starke Zerstreung sowohl betreffs der k-Zahl als auch betreffs der c-Zahl. Hervorzuheben wäre — was auch schon mehrere andere Forscher betont haben — die starke Anhäufung von Punkten mit extrem niedrigen und extrem hohen k-Zahlen, dem reichlichen Auftreten von extremen Natron- und Kalileptiten entsprechend. Die durch Kartierung gewonne-

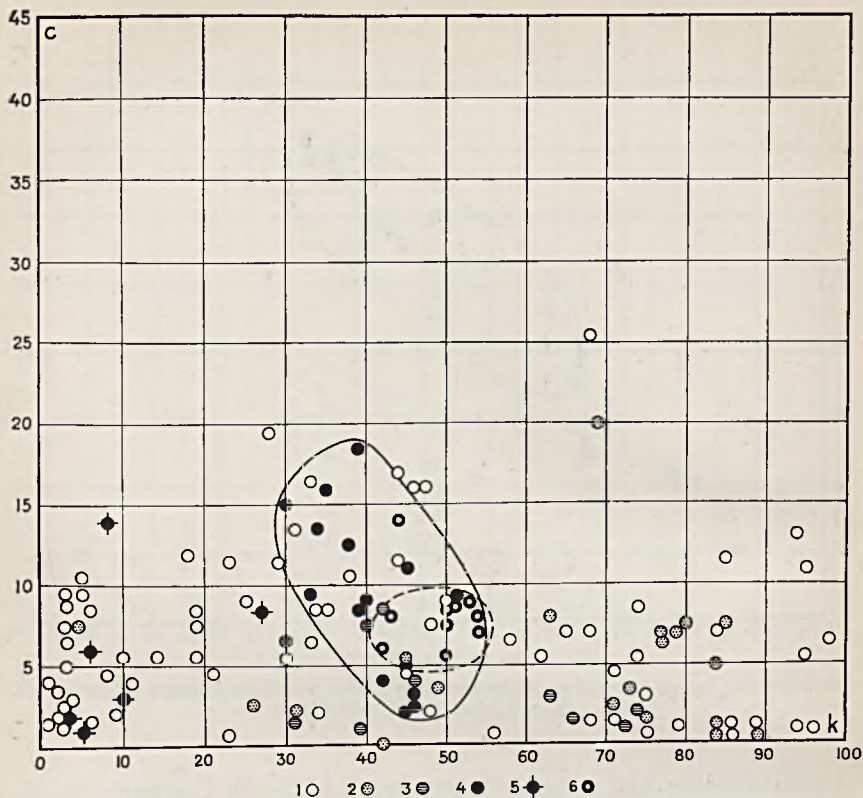


Fig. 6. Diagramm mit c nach der Ordinate und k nach der Abszisse (1 = Leptite, 2 = Metasomatisch umgewandelte Leptite, 3 = Schiefergesteine, 4 = Urgranite, 5 = Urgranitrandbildungen, 6 = Spätsivonische Granite).

nen Erfahrungen scheinen alle dafür zu sprechen, dass diese extremen Gesteine über die intermediären Leptite innerhalb des eigentlichen Bergslagen dominieren. Hervorzuheben ist auch das reichliche Auftreten von CaO-armen alkalinen Leptiten. Setzt man die Urgranitanalysen in dieses Diagramm ein und trennt man die Randfaziesbildungen als eine Gruppe für sich ab, so findet man, dass die Urgranite sich innerhalb eines sehr begrenzten Gebietes, mit der k -Zahl zwischen 30 und 51 variierend, sammeln. Betreffs der c -Zahl liegt der Durchschnitt bedeutend höher als für die Gesteine der Leptitformation. Niedrigere k -Zahlen als 30 weisen nur die Randfaziesbildungen auf, sowie der Silverknotgranophyr im Grythyttfeld, der wahrscheinlich als eine Randfaziesbildung zu betrachten ist, auch wenn er als eine Intrusion für sich allein auftritt. Er hat deshalb in allen Diagrammen dieselbe Bezeichnung

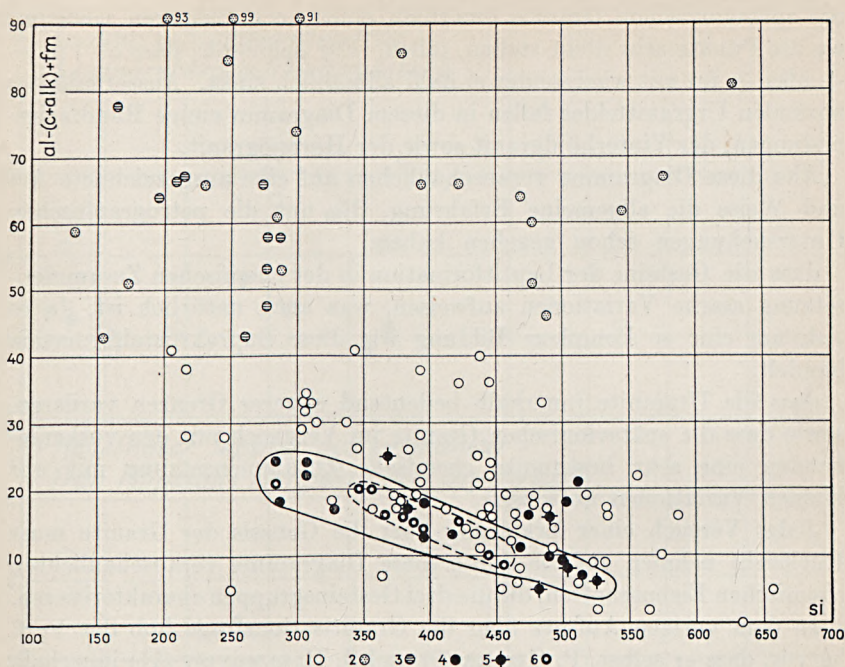
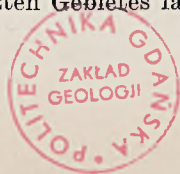


Fig. 7. Diagramm mit $al - (c + alk) + fm$ nach der Ordinate und si nach der Abscisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 6).

erhalten wie die Randfaziesbildungen. Die jüngeren Granite sammeln sich in diesem Diagramm zu einem sehr begrenzten Feld mit der k -Zahl variierend zwischen 42 und 54 und der c -Zahl zwischen 5 und 8. P^*

Da laut BACKLUND die Granite vor allem aus Sedimenten entstanden sind, hat der Verf. noch ein Diagramm, Fig. 7, zusammengestellt mit der si -Zahl längs der Abscisse und $al - (c + alk) + fm$ längs der Ordinate. Die Verwitterungssedimente unterscheiden sich von den pyroklastischen Sedimenten und den Laven vor allem durch hohe $al - (c + alk)$ -Werte sowie durch hohe fm -Zahl. Es ist natürlich von grösster Bedeutung, zu sehen, wie diese zusammenwirken, um die Punkte zu zerstreuen. Man findet, dass die Schiefer und die metasomatischen Umwandlungsprodukte aus Hälleflinten und Leptiten durchweg hohe Werte an der Ordinate haben, die normalen Leptite dagegen durchweg niedrigere. Als Zwischentypen stehen schieferartige Leptite und Hälleflinten sowie Gesteine, die wegen einer relativ schwachen Umwandlung nicht als umgewandelte angenommen worden sind. Letzteres gilt vor allem für etliche ältere Analysen. Das Diagramm zeigt, dass die Punkte der Urgranite innerhalb eines gut begrenzten Gebietes fallen und dass



die spätsvionischen Granite innerhalb eines noch kleineren Gebietes, wo die Punkte sehr dicht stehen, fallen. Für beide gilt, dass $al - (c + + alk) + fm$ mit wachsender si -Zahl allmählich sinkt. Ausserhalb des normalen Urgranitfeldes fallen in diesem Diagramm einige Randfaziesbildungen, der Vinterhöjdgranit sowie der Horrsjögranit.

Alle diese Diagramme veranschaulichen auf eine ausgezeichnete Art und Weise die allgemeine Erfahrung, die uns die petrographischen Untersuchungen schon gegeben haben:

dass die Gesteine der Leptitformation in der chemischen Zusammensetzung starke Variationen aufweisen, was auch natürlich ist, da es sich um eine so komplexe Bildung wie diese Suprakrustalformation handelt;

dass die Urgranite innerhalb bedeutend engerer Grenzen variieren, sowie dass die spätsvionischen Granite im Vergleich mit den vorhergehenden eine sehr bestimmte chemische Zusammensetzung mit nur kleinen Variationen aufweisen.

Jeder Versuch einer Erklärung über die Genesis der Granite muss Rücksicht nehmen auf die durch diese Diagramme veranschaulichten chemischen Eigenschaften, die die drei Gesteinsgruppen charakterisieren.

In dem vorigen Aufsatz über die Granitisationsfrage hob der Verf. hervor, dass er selbst, P. GEIJER (9) und S. HJELMQVIST (11) innerhalb verschiedener Gebiete gefunden haben, dass im grossen gesehen ein gewisser chemischer Zusammenhang besteht zwischen den Gesteinen der Leptitformation und den Urgraniten innerhalb jeden — nicht allzu kleinen — Teiles von Bergslagen, und BACKLUND hat für Uppland dasselbe dargelegt. Dies gilt eigentlich nur für die innerhalb eines jeden Gebietes dominierenden Lava- und Tuffgesteine. Noch können jedoch in dieser Hinsicht nur die Hauptzüge wahrgenommen werden. Weitere Feldarbeiten und chemische Analysen werden benötigt, bevor man mit Sicherheit feststellen kann, wie nahe dieser Zusammenhang ist. Die Diagramme Fig. 8 zeigen, wie sowohl die Leptite als auch die Urgranite von Filipstads Bergslag und dem Grythytttefeld alkalisch sind, während andererseits die Leptite und Urgranite von Ljusnarsberg und Grängesberg in der Regel bedeutend CaO -reicher sind.

Sei es dass dieser Zusammenhang nur im grossen existiert oder im kleinen weiter verfolgt werden kann, so haben wir vier Möglichkeiten, ihn zu erklären:

Die erste Möglichkeit ist die von mir früher veröffentlichte — der sich GEIJER später auch angeschlossen hat —, nämlich dass wir die grosse Eruptivgesteinsprovinz, von der hier die Rede ist, in kleinere Gebiete mit mehr ausgesprochenem Zusammenhang zwischen den Oberflächengesteinen und den Graniten einteilen können. Die letzteren wären als

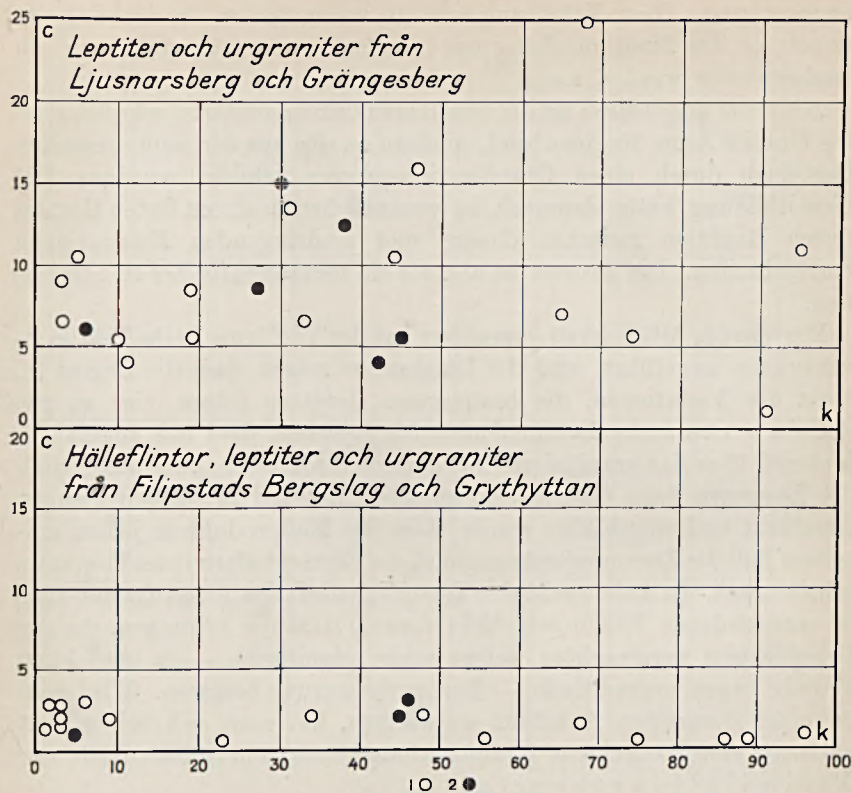


Fig. 8. Diagramm mit c nach der Ordinate und k nach der Abszisse (1 = Leptite, 2 = Urganite). Oben Ljusnarsberg und Grängesberg, unten Filipstad und Grythyttan.

Tiefenfazies der Oberflächengesteine aufzufassen; diese Ansicht ist auch von SUNDIUS (21) ausgesprochen worden in seiner bedeutungsvollen Arbeit: Om några frågor rörande våra arkäiska intrusivformationer i mellersta och södra Sverige (Über einige Fragen betreffs unserer archaischen Intrusivformationen in Mittel- und Südschweden).

Die zweite Möglichkeit ist, dass die Magmen bei ihrem Hervordringen das Vermögen besessen haben, in so grossem Umfang Material aus dem durchsetzten Komplex selber zu assimilieren, dass sie modifiziert wurden und eine mit diesem verwandte chemische Zusammensetzung erhielten.

Die dritte Möglichkeit ist, dass die Magmen Aufschmelzungsprodukte von den tieferen Teilen der anstehenden Leptitformation ausmachen; dies bedingt tiefgehende Wurzeln von gleichartigem Material wie dasjenige, in welches die Granite nachher eingedrungen und dicht daran

erstarrt sind. Diese Erklärung wird in wesentlichem Grad beeinflusst davon, ob der Zusammenhang nur im grossen oder auch im Einzelnen nachgewiesen werden kann.

Die vierte Möglichkeit ist die von BACKLUND angeführte, nämlich dass die Granite keine Magmen sind, sondern *in situ* aus den suprakrustalen Gesteinen durch einen Granitisationsprozess gebildet wurden. Die Granitbildung hatte demnach im wesentlichen in einem festen Gestein durch Reaktion zwischen diesem und eindringenden Emanationen stattgefunden. Der Prozess ist also als ein metasomatischer zu bezeichnen.

Der vierten Möglichkeit gegenüber hat der Verf. eine Reihe Feldbeobachtungen angeführt, und die Diagramme zeigen, dass die Urgranite, trotz der Variationen, die bestimmten Gesetzen folgen, eine so gut definierte chemische Zusammensetzung besitzen, dass das zugeführte Material über das granitisierte hat dominieren müssen, oder dass durch die Lösungen beim Granitisationsprozess Material in solchen Mengen zugeführt und weggeführt wurde, dass das Endprodukt in jedem einzelnen Fall die Zusammensetzung und die Eigenschaften eines Urgranits erhalten hat. In Anbetracht der Verschiedenheit des Ausgangsmaterials in verschiedenen Fällen setzt dies voraus, dass die Lösungen, die die Granitisation verursachten, selber schon granitische — ja man kann beinahe sagen urgranitische — Zusammensetzung besaßen. Wird man zu einer derartigen Annahme gezwungen, hat man sich schon weit entfernt von BACKLUNDS Granitisationstheorie und nähert sich der Assimilationstheorie.

Im vorigen Aufsatz hat der Verf. vom nördlichen Uppland gezeigt, dass die Urgranite oft in grossem Umfang brekzieren, zur Leptitformation gehörende Gesteine in sich aufnehmen und assimilieren konnten, wobei die Zusammensetzung der Urgranite natürlich mehr oder weniger stark modifiziert wurde, wenn auch in geringerem Umfang als man erwartet hätte, wahrscheinlich weil das aufgenommene Material sich auf grosse Magmamassen rasch verteilen konnte. In Herräng konnte der Verf. ausserdem dartun, dass das Magma längs der Intrusionsfront in grosser Ausdehnung die Leptitformation durchsaftete und dass diese Durchsaftung der erste Schritt war in der Richtung nach einer Aufnahme, einer Assimilation der Gesteine dieser Formation im Magma. Die Urgranite innerhalb Upplands, wo eine derartige Assimilation viel gewöhnlicher ist als innerhalb des eigentlichen Bergslagen, zeigen auch bedeutend grössere Zerstreung der Analysenpunkte (siehe Fig. 9) als die Diagramme 2—7 für die westlicheren Urgranite aufweisen. In welchem Umfang diese stärkere Zerstreung auf assimiliertem Material beruhen kann, ist noch unmöglich auszusagen, ehe weitere Untersuchungen zur

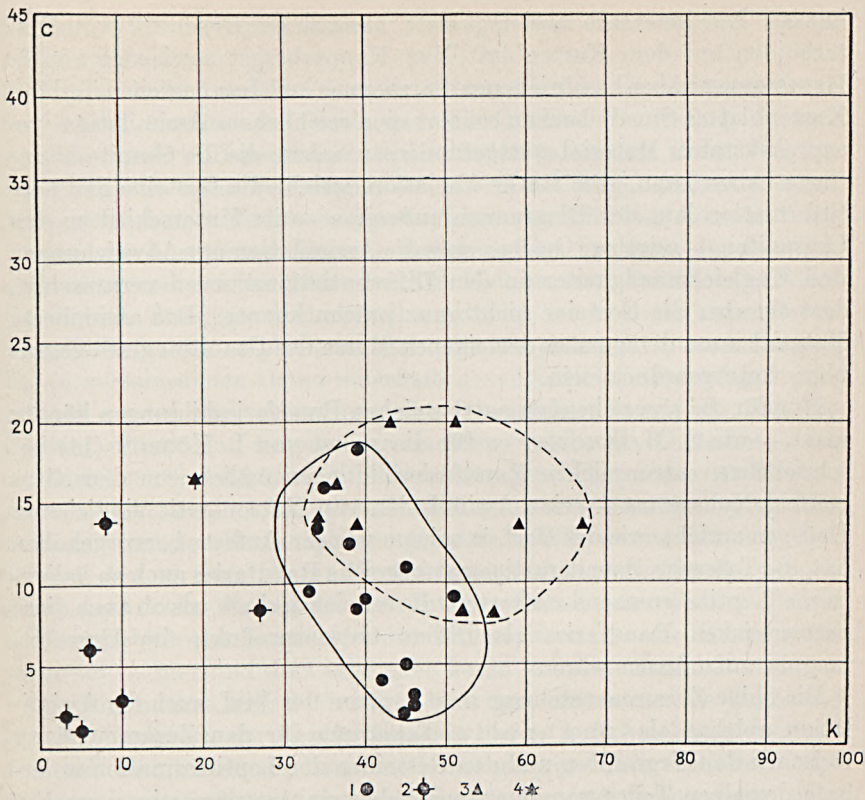


Fig. 9. Diagramm mit c nach der Ordinate und k nach der Abszisse (1 = Urgranite aus dem eigentlichen Bergslagen, 2 = Urgranitrandbildungen aus demselben Gebiet, 3 = Urgranite aus Uppland, 4 = Durch Assimilation von Natronleptit veränderter Urgranit aus Herräng).

Lösung dieser Frage ausgeführt worden sind. Die stärkere Zerstreung kann auch auf dem Eintreten neuer Gesteinsgruppen, die im eigentlichen Bergslagen nicht vorkommen, beruhen. Dass die Granite lokal stark modifiziert werden können, geht aus den Untersuchungen des Verf. in Herräng hervor. An einem Granit von der Durchsaftungszone wurde dort eine Analyse ausgeführt. Diese fällt, wie Fig. 9 zeigt, ganz ausserhalb des gewöhnlichen Variationsgebietes der Urgranite innerhalb des k-c-Diagrammes. Der Grund liegt darin, dass sie zufolge Assimilation von Natronleptit einen unnormal hohen Natrongehalt erhalten hat.

Auch im eigentlichen Bergslagen können die Urgranite natürlich durch Assimilation von Material lokal beeinflusst worden sein. Für die Hauptgesteine kann dies jedoch nur in geringem Umfang der Fall gewesen sein, da nur ein Zusammenhang im grossen und nicht im einzelnen nachweis-

bar ist. Nur innerhalb zweier Gebiete, nämlich der Gegend W von Vinterhöjden auf dem Kartenblatt Nya Koppaberget sowie der von S. HJELMQVIST näher beschriebenen Larsboserie auf dem östlichen Teil des Kartenblattes Smedjebacken scheint eine reichlichere Assimilation von suprakrustalem Material stattgefunden zu haben, die die Granite beeinflusst haben kann. Die starke Variation, welche die Gesteine der Leptitformation laut der Diagramme aufweisen — im Unterschied zu den Urgraniten — zeigt zur Genüge, dass die Assimilation nur Abweichungen und Ungleichmässigkeiten in den Differentiationskurven verursachen, dass sie aber die Gesteine nicht ganz prägen konnte. Das assimilierte Material muss demgemäss der eigenen Masse des Granitmagmas gegenüber untergeordnet sein.

Nur für die abweichenden natronreichen Randfaziesbildungen könnte man — wie S. HJELMQVIST es für die zuerst von I. HÖGBOM (14) beschriebenen natronreichen Randfaziesbildungen östlich von dem Grubenfeld Nyberg tat — eine Assimilation von Natronleptit vindizieren. Dagegen spricht, wie der Verf. in seinem vorigen Aufsatz hervorgehoben hat, die Tatsache, dass derartige natronreiche Randfazies auch an kaliextreme Leptite grenzend auftreten. Es scheint deshalb, als ob auch diese natronreichen Randfazies als Differentiationsprodukte im Urgranitmagma aufzufassen wären.

Die obige Zusammenstellung zeigt, warum der Verf. auch die Assimilation ablehnt als generelle Erklärung für den Zusammenhang zwischen den Urgraniten und den Gesteinen der Leptitformation innerhalb desselben Teiles von Bergslagen, den man gegenwärtig eher ahnt als deutlich darlegen kann. Es ist nun die Frage, ob die Aufschmelzungstheorie grössere Möglichkeiten in sich birgt, diesen Zusammenhang zu erklären. Sollte der Zusammenhang innerhalb eines Gebietes sich ins einzelne erstrecken, so würde diese Theorie beinahe eine Aufschmelzung an Ort und Stelle benötigen. Ist der Zusammenhang so, wie der Verf. ihn sich im grossen gedacht hat, und sind die Gesteinsglieder der Leptitformation stark aufgerichtet und tiefgehend, so kann die Aufschmelzung in recht grossem Abstand von den Stellen, wo die Granite jetzt sitzen, stattgefunden haben. Nach allem zu beurteilen ist dies der Weg, den S. HJELMQVIST (11) eingeschlagen hat, um die Granite der Larsboserie und die Urgranite überhaupt innerhalb des Kartenblattes Smedjebacken zu erklären, auch wenn er sich dazu ausserdem der Assimilationstheorie bedient, um die Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung zu erläutern. Gleichzeitig damit scheint er annehmen zu wollen, dass die Aufschmelzung näher bei der Intrusionsstelle innerhalb der Larsboserie stattgefunden hat als weiter westlich. Dagegen lehnt er für sein Gebiet den Gedanken, dass die

Urgranite die entsprechenden Tiefengesteine der Leptite wären, vollständig ab.

Wie aus diesem und dem vorigen Aufsatz über die Granitisationsfrage hervorgeht, erachtet der Verf., dass die Granite von Anfang an entstanden durch »differential anatexis« in der palingenen Zone, von der die Adergneise einen Teil ausmachen, eine Art Übergangszone zwischen der eigentlichen Aufschmelzungszone darunter und der Zone mit Intrusion von homogenen Magmen darüber. Das Problem, das dadurch aufkommt und das besonders durch S. HJELMQVISTS Resultate auf dem Kartenblatt Smedjebacken aktuell wurde, ist, wo in dieser Zoneneinteilung die Urgranite zu placieren sind. Die eingehenden Untersuchungen, die an verschiedenen Orten innerhalb des eigentlichen Bergslagen ausgeführt worden sind, weisen mit aller Deutlichkeit darauf hin, dass die Urgranite homogene Magmen ausmachten, welche die Leptitformation intrudierten. Sie sind keine Migmatite im eigentlichen Sinne des Wortes, auch da nicht, wo sie lokal durch Brekziierung und Assimilation von Material mit fremden Bestandteilen hätten vermischt werden können. Der Schnitt, den wir vom Urgranitleptitkomplex im eigentlichen Bergslagen sehen, gehört also zur eigentlichen Intrusionszone, auch wenn vielleicht z. B. innerhalb der Larsboserie die Migmatitzone — wie HJELMQVIST vermutet — hier und dort sehr nahe heran kommen kann.

Die Diagramme Fig. 2—7 zeigen uns nun, dass wenn die Urgranite aus den Gesteinen der Leptitformation durch Aufschmelzung entstanden sind, so mussten sie, bevor sie höher gelegene Teile derselben Leptitformation intrudierten, sich verändert haben und homogenisiert worden sein. Nicht alles geschmolzene Material konnte in das endgültige Granitmagma, das hinaufdrang, eingehen. Je enger der Zusammenhang zwischen Urgraniten und umgebenden Leptiten ist, umso näher muss auch die Aufschmelzung liegen und umso heikler wird es, den Homogenisierungsprozess, der die Granitmagmen schuf, zu erklären. Ausserdem darf nicht vergessen werden, dass die Leptitformation ganz bestimmt nicht die erste Formation ist, die in diesen Gegenden existierte. Da die Leptitformation eine suprakrustale Formation ist, muss sie einen Boden besessen haben; die Gesteine dieses Bodens müssen vereint mit den unteren Teilen der Leptitformation geschmolzen worden sein und Material von diesem Boden muss deshalb in die Urgranite eingehen. Je grösser der Abstand ist zwischen dem Platz von der Schmelzung und dem von der Intrusion, umso schwieriger zu erklären ist der Zusammenhang, da fremdes Material in immer grösserem Umfang in das endgültige Magma eingegangen sein muss. Je kleiner der Abstand ist zwischen dem Platz von der Schmelzung und dem von der Intrusion, umso schwieriger zu erklären sind der Homogenisierungsprozess und das selbständige Auf-

treten, das die Urgranite aufweisen. Dazu kommt, besonders im letzteren Fall, die Schwierigkeit zu erklären, warum die Intrusionen nicht in grösserem Umfang die älteren Strukturen schneiden, sondern hauptsächlich als schichtenähnliche oder lakkolithische Körper im suprakrustalen Komplex auftreten. Dies gilt vor allem für die westlichen Teile von Bergslagen; gegen Osten brekzieren die in grösseren Mengen auftretenden Urgranite in grossem Umfang und die Leptitformation tritt oft als Bruchstücke in den Urgraniten auf. Die spätsvionische Adergneisbildung, die im südwestlichen Finnland und an den Sörmlandgneisen so besonders gut studiert werden kann, besitzt in den Urgranitgebieten kein Gegenstück. Dies scheint mir auch dagegen zu sprechen, dass der Abstand zwischen den Urgraniten und deren palingenen Zone gering gewesen sein soll.

Die Schwierigkeiten, sonst die homogene Zusammensetzung der verschiedenen Urgranitkörper, sowie das selbständige intrusive Auftreten dieser zu erklären, ferner die Abwesenheit der für die spätsvionische palingene Zone charakteristischen Züge scheinen meines Erachtens bestimmt für einen grossen Abstand zwischen den Urgraniten und ihrer palingenen Zone zu sprechen. Mit diesem grossen Abstand erhalten die Granite mehr fremdes Material, und grosse Schwierigkeiten erheben sich, den konstatierten Zusammenhang zu erklären, ohne deshalb annehmen zu müssen, dass die Oberflächengesteine, also die Hälleflinten und Leptite, von derselben Quelle wie die Urgranite herkommen.

Somit sind wir bei der *ersten Möglichkeit* angelangt, dass nämlich innerhalb der grossen Eruptivgesteinsprovinz, die Bergslagen ausmacht, kleinere Gebiete unterschieden werden können, wo der Zusammenhang inniger ist, da die Leptite und Urgranite von derselben Magmaquelle herrührten, dass demnach die Urgranite die Tiefenfazies der Leptithälleflintgesteine sind. Allein das Auftreten von Laven und Tuffen stark wechselnder Zusammensetzung erfordert das Vorhandensein von Magmaherden, wo die Differentiation vorsichgehen konnte. Um ausserhalb Bergslagen zu gehen, können wir Beweise holen von einem äusserst genau untersuchten Gebiet, wie dem von E. GRIP (10) beschriebenen Arvidsjaur-Gebiet. Wir finden dort eine Serie aufeinander gelagerter Laven, wechselnd von Ryolithen zu Basalten, die alle zu einer vulkanischen Serie zusammengehören. Eine derartige Differentiation ist natürlich unmöglich ohne einen Magmaherd, in dem die Differentiation unter gesetzmässiger sukzessiver Veränderung des Magmas fortschreiten konnte.

Auch innerhalb der Leptitformation finden wir Laven und Tuffe wechselnder Zusammensetzung, Ryolithen, Daziten und Andesiten sowie Basaltgesteine von oft splitischem Charakter. Die vorherrschenden

Ryolithen sind ihrerseits eingeteilt in Typen, die von extremen Natron- zu extremen Kalileptiten variieren. P. GEIJER, der in seiner Monographie über Norberg (9) den chemischen Bau der Leptitformation ausführlich behandelt hat, hebt hervor, dass man, abgesehen von den Natronleptiten, in jüngeren Eruptivserien vollständige Gegenstücke zu den Laven und Tuffen der Leptitformation findet. Die Natronleptite allein scheinen in dem Umfang ihres Vorhandenseins in der Leptitformation innerhalb jüngerer Serien eines Gegenstückes zu entbehren und bilden laut GEIJERS Hinweis das bemerkenswerteste Kennzeichen der Leptitformation.

Dass die Urgranite so oft natronreiche bis natronextreme Randfaziesbildungen aufweisen, deutet ja indessen darauf hin, dass eine Differentiation in derartiger Richtung stattfinden kann und auch wirklich stattgefunden hat in den den Leptiten entsprechenden Tiefengesteinen. Dieser Vergleich hat jedoch einen Zweck nur wenn man die Urgranite und Leptite in Übereinstimmung mit der ersten Möglichkeit als genetisch zusammengehörig betrachtet. Der Verf. will hier auf eine Diskussion über die Natronleptite vom genetischen Gesichtspunkt aus nicht näher eingehen, sondern nur hervorheben, dass nach seiner Meinung das Auftreten von natronreichen Randfazies eine Indikation dafür ist, dass eine Differentiation in derartiger Richtung in den Tiefenmagmen stattfinden konnte. Die Einteilung, die die Urgranite zeigen, entspricht jedoch, wie die Diagramme veranschaulichen, der starken Aufteilung innerhalb der Laven und Tuffe der Leptitformation keineswegs. Wenn die Urgranite mit den Leptiten genetisch zusammengehören, können die Urgranitmagmen kaum die Magmen gewesen sein, von denen die Leptite direkt gekommen sind.

Die starke Aufteilung der Leptite in chemisch extreme Typen scheint mir darauf zu deuten, dass eine Aufteilung innerhalb der sicherlich kompliziert gebauten oberen, an Gasen angereicherten Teile der Magma-bassins stattgefunden hat, in denen die Differentiation im Zusammenhang mit der Gasanreicherung vorsichging. Der Verf. möchte hier daran erinnern, wie er angrenzend an den spätsvionischen Malingsbogranit innerhalb Ljusnarsberg eine äussere Zone gefunden hat mit Natronanreicherung und eine innere mit Kalimetasomatose, sowie dass man im Zusammenhang mit den palingenen Phänomenen eigentümliche Aufteilungen erhalten kann, die bei einer normalen Differentiation in einem Magma als unmöglich angesehen werden können. Die Urgranite könnten dann die im Zusammenhang mit den vulkanischen Ausbrüchen entgasten Teile ausmachen, die auf Grund des geringen Gasdruckes nicht das Vermögen besaßen, zur Erdoberfläche hinaufzudringen, sondern tiefer unten fixiert wurden, oft jedoch schon in einem frühen Stadium

in den Vulkanwurzeln selber. Von derartigen frühen subvulkanischen Intrusionen existieren sicher alle Übergänge bis zu den mächtigen, in grossem Umfang brekziierenden und assimilierenden Urgraniten in den östlichen Teilen von Mittelschweden, besonders Uppland und Gästrikland.

GEIJER (9) hat in seiner hervorragenden Behandlung von den Eruptivserien der Leptite und Urgranite hervorgehoben, dass die Ausbildung eines verhältnismässig niedrig temperierten Magmas mit einem wesentlichen Gehalt an stark temperatursenkenden Stoffen Möglichkeiten zu eröffnen scheint für eine allgemeine Erklärung des Vorkommens von Albit-Quarzgesteinen sowohl unter den Leptiten als auch unter den Urgraniten. Der Verf. möchte hinzufügen, dass dies überhaupt der einzige mögliche Weg zu sein scheint, die starke Variation innerhalb der Leptitformation betreffs der Alkalien zu erklären. Wo natronreiche Randfazies innerhalb der Urgranite auftreten, müssen diese noch einen gewissen genügenden Gasgehalt besessen haben. Vielleicht ist auch durch Abtrennung des Leptitmaterials die in chemischer Hinsicht relativ enge Begrenzung, die die Urgranitmagmen zeigen, zustande gekommen.

Die homogene Ausbildung oder richtiger gesagt die Variation innerhalb enger Grenzen, die die Urgranite von chemischem Standpunkt aus besitzen, wenn man sie mit den Gesteinen der Leptitformation vergleicht, scheint demnach nicht nur gegen die Granitisationstheorie zu sprechen, sondern auch gegen die Assimilations- und Aufschmelzungstheorien als *g e n e r e l l e* Erklärungen für den Zusammenhang, der von mehreren Forschern zwischen den Urgraniten und den umgebenden vulkanischen Gesteinen der Leptitformation nachgewiesen worden ist. Anstatt dessen scheint die von SUNDIUS, GEIJER und dem Verf. angenommene Ansicht, dass die Urgranite die Tiefenfazies der Leptite ausmachen, den beobachteten Tatsachen am besten zu entsprechen, doch mit dem Zusatz, dass in gewissen Fällen Aufschmelzung, Assimilation und — wenn man so will — Granitisation untergeordnete Rollen spielten und lokal das Resultat beeinflussen konnten. Als Granitisation könnte man dann die Fälle bezeichnen, wo die Magmen wie in Herräng in emanationsartige Lösungen übergingen, die den Gesteinkomplex durchsafteten. Vielleicht wird es sich zeigen, dass diese Intrusionsart allgemeiner ist als wir jetzt gewöhnlich annehmen. Von dort und bis zu einer generellen Annahme der Durchsaftung als dem für die Granitintrusionen Normalen ist aber der Schritt sehr gross.

Ein ganz anderes Bild erhält man, wie früher hervorgehoben wurde, von den spätsvionischen Intrusionen und Adergneisbildungen. Letztere sind von mir beschrieben worden als Gesteine verschiedenen Ursprungs, die durch aufsteigende granitische Emanationen umgewandelt wurden;

die spätsvionischen Granite sind derartiges Material, das sozusagen in zerstreuter Truppe durch die Gneise ging, um sich nachher zu sammeln und den Gesteinskomplex in der darüberliegenden Intrusionszone zu durchsetzen. Bei dieser Ansammlung durchläuft das Material einen Homogenisierungsprozess. Die spätsvionischen Granite innerhalb des eigentlichen Bergslagen wechseln innerhalb noch engerer Grenzen als die Urgranite, wie schon angeführt worden ist und wie Fig. 2—7 zeigen. Stellen wir ihre Gegenstücke innerhalb der Sörmlandgneise und der angrenzenden Gebiete zusammen, so finden wir bedeutend stärkere Zerstreuung der Punkte, wie die Diagramme 10 und 11 zeigen. Diese Diagramme zeigen deutlich, in welcher Richtung die Homogenisierung fortgeschritten ist, je nachdem das Material sich losgelöst hatte oder — um mit BACKLUND zu reden — mobilisiert worden war. Ich zweifle nicht daran, dass auch die Urgranite von einer derartigen »palingenen« Zone kommen, die sie als homogene Magmen verliessen. Diese Zone ist jedoch für die Urgranite nicht blossgelegt. Wir kennen sie nicht, aber die Idee von dem petrographischen Kreislauf verlangt, dass sie einmal existiert hat.

Zur Erklärung der besonders in Bergslagen gewöhnlichen scharfen Grenzen zwischen den Urgraniten und umgebenden Gesteinen sowie der, hauptsächlich in den östlichen Teilen Mittelschwedens gewöhnlichen Eruptivbrekzien und der Gänge, die man überall als von den Urgranitkontakten ausgehend beobachten kann, denkt sich BACKLUND eine infolge der Volumenvermehrung stattfindende Mobilisation, eine »Reomorphose« der Granitisationsprodukte. Die Mobilisation führt nämlich zu »Fließbewegungen, Differentialbewegungen, Fließfaltungen, Durchbrüchen, Intrusionen in Richtung des geringeren Widerstandes.« Es ist von Wert, dass BACKLUND jetzt schärfer als zuvor die Bedeutung der Mobilisation betont. Diese Mobilisation bedeutet seiner Ansicht nach die Kulmination der metasomatischen Umwandlung, und die scharfen Grenzen werden im Zusammenhang damit ausgebildet. Wenn ich BACKLUND recht verstanden habe, bedeutet dies, dass die Grenzen durch die Mobilisation intrusiven Charakter erhalten haben, dass aber der Granit durch eine Ansammlung von Emanationsmaterial in einem dafür geeigneten Sediment, das durch Volumenvermehrung seine Grenzen erweitert hatte, gebildet wurde. Eine eigentliche Versetzung der auf diese Art gebildeten Granitmasse scheint BACKLUND nicht zuzulassen, denn wenn er dies täte, würde es sich um Intrusionen der älteren, von ihm verworfenen Auffassung handeln.

Rein theoretisch will ich die Möglichkeit einer Granitbildung BACKLUNDScher Art nicht verneinen. Doch möchte ich hervorheben, dass in diesem Fall das Emanationsmaterial die Möglichkeit gehabt haben

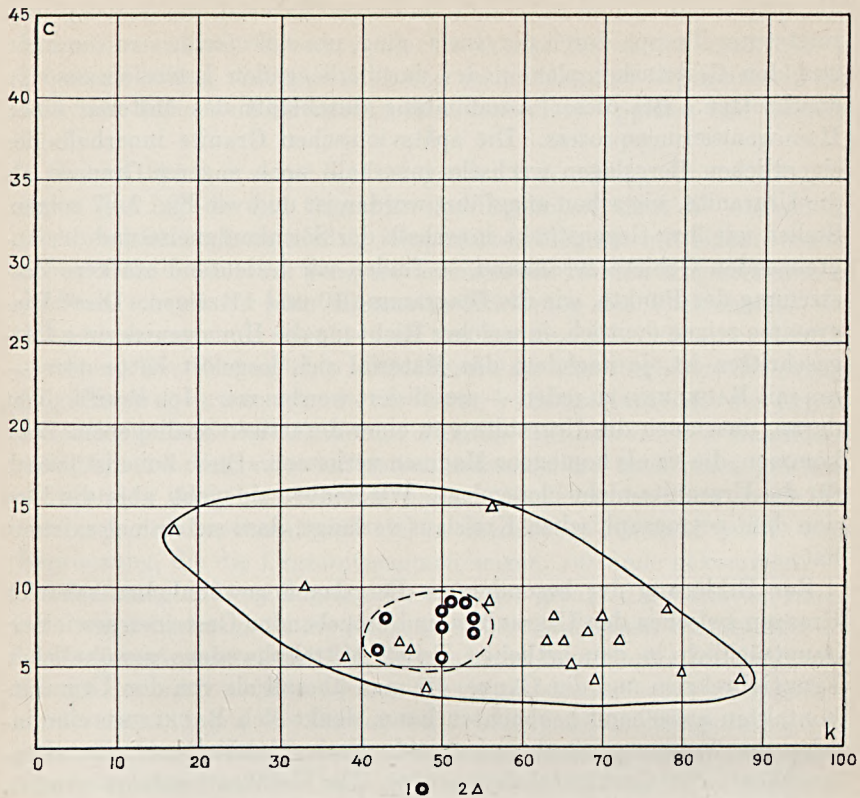


Fig. 10. Diagramm mit *c* nach der Ordinate und *k* nach der Abszisse (1 = Spätsvionische Granite aus dem eigentlichen Bergslagen, 2 = Spätsvionische Granite aus Sörmland und Närke).

muss, das Sediment so gut wie vollständig aufzulösen und ein Produkt zu schaffen, das die Eigenschaften einer Schmelze gehabt hat. Nur auf diese Art können die scharfen Grenzen und die Intrusionen erklärt werden. Nur auf diese Art können die feinkörnigen Randfazies mit porphyrischer und granophyrischer Struktur erklärt werden. Nur auf diese Art kann die gegenseitige Kristallisationsfolge der Minerale, die die gut erhaltenen, nicht umgewandelten Granite zeigen, erklärt werden. Nur auf diese Art können die homogene Ausbildung und die engen Variationsgrenzen erklärt werden.

Wenn durch reichliche Zufuhr von Emanationsmaterial zu den Sedimenten auf diese Art wirkliche Schmelzen entstanden sind, erhebt sich die Frage, ob sie nicht im Zusammenhang mit der intensiven Faltung weit weg versetzt werden und weit entfernt von ihrem Entstehungsort intrudieren konnten. BACKLUNDS starkes Hervorheben der Mobili-

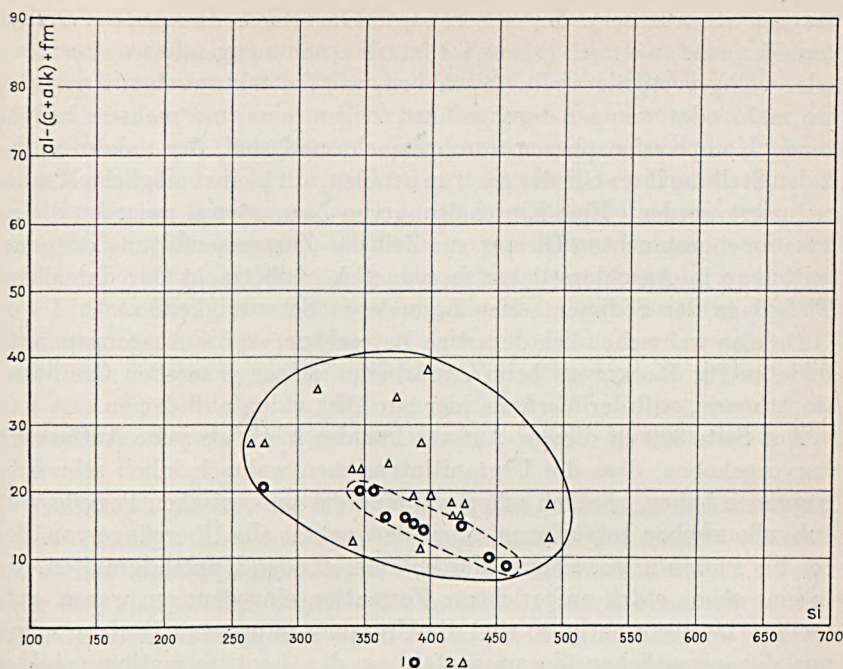


Fig. 11. Diagramm mit $al - (c + alk) + fm$ nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 10).

sation in seiner letzten Arbeit führt demnach meines Erachtens (auch nach seiner Auffassung) zu der Möglichkeit wirklich ausgedehnter Versetzungen von schmelzfließendem Material. Dies ist eine direkte Konsequenz von BACKLUNDS eigener Darstellung, eine Konsequenz, von der ich jedoch nicht überzeugt bin, dass BACKLUND selbst sie billigen wird.

Wird diese Konsequenz gezogen, werden zu guter letzt doch die Feldbeobachtungen den Ausschlag geben müssen, in welchem Umfang wir in den Urgraniten Granitisation *in situ* oder wirkliche Intrusionen besitzen. Meines Erachtens reden die Feldbeobachtungen ihre deutliche Sprache, dass wir es hauptsächlich mit Intrusionen zu tun haben. Die Tiefenzone, innerhalb der sich einst die Urgranite bildeten, die palingene Zone der Urgranite, scheint im heutigen Erdoberflächenschnitt nirgends blossgelegt zu sein, auch wenn sie hier und dort, wie innerhalb der Larsboserie im östlichen Teil des Kartenblattes Smedjebacken, sehr nahe kommen kann.

Was von Anfang an BACKLUND gezwungen hat, die Granitisation als generelle Erklärung für unsere Granite zu nehmen, scheint die Raum-

frage gewesen zu sein. BACKLUND sagt: »Die alten Sedimente der Svekofenniden sind, wo noch erkennbar, stark zusammengefaltet und nahezu oder völlig vertikalgestellt. Sie haben, wie die tektonischen Analysen, wo mehr oder weniger durchgeführt, zeigen, eine und mehrere bedeutende Kompressionsphasen durchgemacht und sind, der nahezu vertikalen Stellung ihrer Glieder nach zu urteilen, auf kleinst mögliche Räume reduziert worden. Eine Einschaltung von Neumaterial zwischen die so zusammengestauchten Glieder zur Zeit der Zusammenfaltung oder unmittelbar in Anschluss daran begegnet in Anbetracht der damaligen Tiefenlage der Sedimentserien besonderen Schwierigkeiten.»

Da also wahrscheinlich derartige Betrachtungen die Ausgangspunkte bildeten für BACKLUND beim Ausarbeiten seiner generellen Granitisationstheorie, will der Verf. sie hier zur Diskussion aufnehmen.

Auf Seite 309 in diesem Aufsatz hat der Verf. als seine Auffassung hervorgehoben, dass die Urgranitintrusionen wahrscheinlich sehr früh begonnen haben, nämlich schon während der vulkanischen Periode, mit subvulkanischen Intrusionen, sowie dass später alle Übergänge von diesen bis zu den in gewaltigen Massen auftretenden Upplandgraniten, die in eine schon stark aufgerichtete Formation eingedrungen waren, auftreten. Ist dies richtig, so sind die Urgranite in grossem Umfang schon vor der eigentlichen Zusammenfaltung der Leptitformation gebildet worden, und besonders scheint dies innerhalb gewisser Teile des eigentlichen Bergslagen der Fall zu sein. Man findet dort weiter, dass die Kristallinität, die die Gesteine jetzt aufweisen, nur innerhalb der am besten erhaltenen relativ untergeordneten Teile der Leptitformation als die ursprüngliche zu betrachten ist. Eine starke Umkristallisation und Ummineralisation fand im Zusammenhang mit dem Vordringen der Urgranite statt. Der Widerstand, auf den die Urgranite bei ihrem Vordringen stiessen, war demgemäss beträchtlich geringer als der, dem sie begegnet wären, wenn die Leptitformation ihre gegenwärtige Kristallinität besessen hätte. Nach dem Vordringen und Erstarren der Urgranite, was dem Gesteinkomplex eine vorher mangelnde Festigkeit verlieh, wurden die Umkristallisation und die Ummineralisation auf grosse Strecken intensiviert im Zusammenhang mit der Adergneisbildung und dem Vordringen der spätsvionischen Granite. Es ist demnach nicht richtig, wenn man — was BACKLUND tut —, um den Widerstand klarzulegen, den die Formation dem Vordringen der Urgranite gegenüber leistete, von der heutigen Ausbildung der Leptitformation ausgeht. Die Leptitformation wurde aufgebaut von Laven, losen Tuffen, Eisensedimenten, Kalksteinen, losen Sandsteinen und Lehmsedimenten, als die Urgranitintrusionen angingen; sie leistete deshalb sicherlich sehr geringen Widerstand gegen die ersten Intrusionen.

Die Leptitformation war auch nicht stark aufgerichtet, als die Urgranitintrusionen begannen. Eventuell hatte eine schwache Beckenbildung angefangen, sich geltend zu machen. Die eigentliche Faltung geschah sicher, wie mehrere Forscher hervorgehoben haben, erst im Zusammenhang mit den grösseren Urgranitintrusionen, und die Faltung muss auch nach dem Erstarren der Urgranite fortgesetzt haben. Ausserdem trafen im Zusammenhang mit der Adergneisbildung und dem Vordringen der spätsvionischen Granite neue tektonische Deformationen ein, was der Verf. sowohl für das Sörmlandgebiet als auch für die Erzgegend von Ljusnarsberg hervorgehoben hat. Es ist deshalb unrichtig, von der heutigen Tektonik auszugehen. Auch von tektonischem Gesichtspunkt aus dürfte der den Urgraniten geleistete Widerstand relativ gering gewesen sein. Erst infolge der Faltung und der Aufrichtung wurden die Gesteine der Leptitformation »auf kleinst mögliche Räume« zusammengepresst.

Schliesslich möchte der Verf. hervorheben, dass man sich natürlich nicht vorstellen darf, dass eine Urgranitintrusion auf die Art zustande kam, dass eine schmelzfließende Masse wie ein linsenförmiger Körper oder eine planparallele Scheibe sich in die Lagenserie hineinschob. Anstatt dessen hat sicherlich in vielen Fällen eine Ansammlung von Material stattgefunden dort, wo der Granit jetzt sitzt, dadurch dass immer mehr Material zugeführt wurde. Das Granitmaterial hat sich somit längs eines relativ schmalen Weges vorwärtsgearbeitet und sich angesammelt an der Intrusionsstelle, die umgebenden Gesteine zur Seite schiebend, oft mit scharfen Gängen in sie hineindringend oder sie brekzierend.

In anderen Fällen ist das Granitmaterial auf breiterer Front vorgeückt, öfters in mehreren Kanälen, den Gesteinskomplex in Scheiben einteilend und Stücke derselben umschliessend. Diese Scheiben und Stücke sind dabei in grossem Umfang in ihrer ursprünglichen Lage verharrt, oder sind nur unbedeutend verschoben worden. Das Material, das auf diese Art vorgedrungen war, hatte jedoch schon urgranitische Zusammensetzung. Durch Assimilation von Material konnte die Zusammensetzung zwar modifiziert, aber nicht grundwesentlich verändert werden. Dies ist der grosse Unterschied zwischen meiner Auffassung und der BACKLUNDS.

Wie oben hervorgehoben wurde, erhält man ein ganz anderes Bild von der spätsvionischen Adergneisbildung. Der Fehler, den BACKLUND meines Erachtens betreffs der Urgranite begeht, ist, dass er die Erfahrungen von den palingenen Zonen in Södermanland und dem südwestlichen Finnland allzu streng auf die

Urgranite überträgt, indem er sie als genetisch übereinstimmende Bildungen betrachtet.

Angeführte Schriften.

1. BACKLUND, H. G.: Der »Magmaaufstieg» in Faltengebirgen. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o IX, 1936.
2. —, Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. XXVII, 1937.
3. —, Zur Granitisationstheorie. Geol. För. Förh., Bd 60, 1938.
4. ESKOLA, P.: On the Origin of Granitic Magmas. Min. und Petr. Mitth., 42, 1932.
5. —, On the Differential Anatexis of Rocks. Bull. Comm. Géol. de Finlande, N:o 103, 1933.
6. GAVELIN, A.: Beskrivning till kartbladet Loftahammar. Sver. geol. und., Ser. Aa, N:o 127, 1904.
7. GAVELIN, A. och MAGNUSSON, N. H.: Upplysningar till Geologisk översiktskarta över Norden, 1935.
8. GEIJER, P.: On the intrusion mechanism of the Archaean granites of Central Sweden. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. XV, 1916.
9. —, Norbergs berggrund och malmfyndigheter. Sver. geol. und., Ser. Ca, N:o 24, 1936.
10. GRIP, E.: Die Arvidsjaurporphyre. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. XXV, 1934—35.
11. HJELMQVIST, S.: Beskrivning till kartbladet Smedjebacken. Sver. geol. und., Ser. Aa, N:o 181, 1937.
12. HOLMQUIST, P. J.: Ådergnejsbildning och magmatisk assimilation. Geol. För. Förh., Bd 29, 1907.
13. —, The Archaean Geology of the coast-regions of Stockholm. Geol. För. Förh., Bd 32, 1910.
14. HÖGBOM, I.: Petrografiska studier vid Nybergsfältet. Geol. För. Förh., Bd 42, 1920.
15. JOHANSSON, H. E.: Till frågan om de mellansvenska järnmalmernas bildningssätt. Geol. För. Förh., Bd 28 und 29, 1906 und 1907.
16. MAGNUSSON, N. H. och LUNDQVIST, G.: Beskrivning till kartbladet Grängesberg. Sver. geol. und., Ser. Aa, N:o 177, 1933.
17. MAGNUSSON, N. H.: Berggrundsproblemen inom Kantorps malmtrakt. Geol. För. Förh., Bd 56, 1934.
18. —, Berggrunden inom Kantorps malmtrakt. Sver. geol. und., Ser. C, N:o 401, 1936.
19. —, Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für Svionische Granite und Gneise Mittelschwedens. Geol. För. Förh., Bd 59, 1937.
20. SEDERHOLM, J. J.: Studien über archaische Eruptivgesteine. TSCHERMAKS Min. und Petr. Mitth. XII, 1891.
21. SUNDIUS, N.: Några frågor rörande våra arkaiska intrusivformationer i mellersta och södra Sverige. Geol. För. Förh., Bd 43, 1921.
22. —, Grythyttfältets geologi. Sver. geol. und., Ser. C, N:o 312, 1923.
23. WEGMANN, E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26, 1935.

Annäländen och kritiker.

ALBERT JOHANNSEN: *A Descriptive Petrography of Igneous Rocks. Vol. IV. Part I. The Feldspathoid Rocks. Part II. The Peridotites and Perknites.* The University of Chicago Press. Chicago Febr. 1938. XVIII + 523 s., 155 tabeller, 180 fig., varav 9 + 9 + 60 porträtt, 94 mikrofoton, 7 diagram. Pris Doll. 4:50.

Den fjärde delen av nutidens största petrografiska handbok kom tidigare än väntat, hela 2 månader (jfr G. G. F. 59, 1937, s. 363) före den utlovade terminen; företalet nedskrevs t. o. m. den 20 dec. 1937 och därmed är ett standardverk med nära 30-årigt förarbete avslutat. Den föreliggande delen är drygt 150 sidor omfångsrikare än den föregående tredje och uppvisar 50 mera än den hittills tjockaste andra delen (kvartsförande bergarter), men så omfattar den de intressantaste och bäst begränsade bergarterna inom det petrografiska bergartsvimlet, nämligen fältspatoidbergarterna samt de ultrabasiska (fältspatfria) representanterna intill de s. k. magmatiska malmerna. Inom denna del har således fennoskandisk petrografi fått ett betydande utrymme och många bekanta namn med koncisa definitioner möta på bokens sidor. Vid flyktig genomsikt är man överraskad över det rel. stora antal nya namn på bergarter tillhörande dessa grupper, som föreslagits och föreslås av författaren själv; alltså tvärtemot tidigare amerikansk strävan att reducera namnantalet, men detta tillvägagångssätt rättfärdigas därmed att varje bergart har sitt klassifikationsnummer, som ger den dess plats i systemet och därmed även den mineralogiska definitionen. I denna klassifikation, om vilken tacknämligt kort ånyo relateras (med diagram) i slutet av boken (Appendix, 9 s.), omfattar den nu utkomna delen bergartsfamiljerna 13—25 (avdelning I) och 0—12 samt 44 x-malmer (avdelning II). För fennoskandiskt vidkommande bör framhåvas, att de »magmatiska» karbonatitbergarterna (Fen-fältet, Alnö, Befors) uteslutits som varande till sin genesis tvivel underkastade. Alla s. k. metamorfa bergarter ha uteslutits, dock med vissa modifikationer, ty ett par »hornblenditiska» bergarter torde i sitt presenterade skick kanske ej helt återspegla ursprungliga magmatiska tillstånd. Emellertid är denna del jämförd med de föregående en veritabel fyndgruva, emedan originalbeskrivningar av märkliga, ofta lokalbetnade, och starkt exklusiva bergartstyper i många fall äro ytterst svåråtkomliga. En förde är det ju, att de anförda bergarternas kemiska sammansättning belyses del av originalanalyser, dels även medels modalberäkningar. I flera fall diskutera nyföreslagna namn kritiskt gentemot exempelvis TRÖGER. Utförliga lokal-författare- och bergartsindex (42 s.), som omfatta även delarne II och III, avsluta volymen, vilken även nu som förut begagnar sig av träffande cita (i början från H. C. ANDERSEN, Snedronningen: »Se saa! . . . Naar vi ere ved

Enden af Historien, ved vi mere, end vi nu vide»; vid indexupplægningen: »Absente auxilio perquirimus undique frustra, — sed nobis ingens indicis auxilium est», och på sista sidan från G. E. LESSING, Abschied an den Leser: »Wenn du von allem dem, was diese Blätter füllt — Mein Leser, nichts des Dankes werth gefunden — So sey mir wenigstens für das verbunden — Was ich zurückbehielt»), som alltjämt belysa författarens subtila humor. — När prof. A. JOHANNSEN numera ingått i emeritiståndet, så är han att gratulera till det minnesmärke han skapat sig och petrografien medels denna handbok. — Nordiska petrografer figurera i denna del med 6 porträtt.

H. G. Backlund.

Mötet den 3 mars 1938.

Närvarande 62 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, meddelade, att styrelsen till ledamöter i Föreningen invalt Bergsingenjör RUDOLF KOLLERT, Stockholm, föreslagen av hr ALVAR HÖGBOM, Ingenjör ÅKE K. E. LINDGREN, Borås, föreslagen av hrr C. WIMAN och N. ZENZÉN, Bergsingenjör O. LINDQUIST, Stockholm, föreslagen av hrr A. HÖGBOM och K. E. SAHLSTRÖM, samt Ingenjör ERIK ROXSTRÖM, Stockholm, föreslagen av hr A. HÖGBOM.

Revisionsberättelse över styrelsens och skattmästarens förvaltning under år 1937 föredrogs av hr A. HÖGBOM, varefter av revisorerna tillstyrkt ansvarsfrihet beviljades.

Sammandrag av Geologiska Föreningens räkenskaper för år 1937.

D e b e t.

<i>Balans från 1936:</i> Reservfondens konto	10 231: 20	
Lotterifondens »	27 185: 73	37 416: 93

Inkomster under år 1937.

Reservfondens konto, räntemedel	423: 29	
Lotterifondens » »	868: 75	
» » kursvinst	1 431: 53	
Annonsbilagans »	215: 93	
Korrigeringsbidrags konto	100: —	
Försäljning av Geol. fören. förhandl.	1 005: 93	
Statsbidrag	1 700: —	
Jernkontorets bidrag	1 000: —	
Portoersättningar	131: 43	
Ledamotsavgifter, årliga	4 545: —	
ständiga	200: —	4 745: —
		11 621: 86

Utgående balans:

Skuld till P. A. Norstedt för tryckning av G. F. F. 1937	1 420: 63	1 420: 63
	Summa kronor	50 459: 42

K r e d i t.

Utgifter under år 1937:

Geol. fören. förhandl. 1936. Rest å tryckning	240: 88	
Geol. fören. förhandl. 1937, tryckning, betald	7 854: 10	
Geol. fören. förhandl. 1937, tryckning, ogulden	1 420: 63	
Geol. fören. förhandl. 1937, illustrationer	1 200: 15	
Geol. fören. förhandl. 1937, distribution	442: 97	
Expeditionskostnader	483: 45	
Mötena	226: 43	
Referat	41: 65	
Brandförsäkring och diverse	45: —	
Revue annuelle	347: 75	
Arvoden	1 350: —	13 653: 01

Utgående balans:

Reservfondens konto	10 431: 20	
Lotterifondens »	26 375: 21	36 806: 41
		Summa kronor 50 459: 42

Dessutom lager av Geol. Fören. Förhandl., brandförsäkrat till 70 000: — kronor.

Föreningen beslöt ingå till Kungl. Maj:t med ansökan om ett statsanslag av kr. 1 700 och till hrr fullmäktige i Jernkontoret med ansökan om ett anslag av kr. 1 000 såsom bidrag till fortsatt utgivande av Förhandlingarna under år 1938.

Hr N. H. MAGNUSSON höll ett av kartor, profiler, ljusbilder och stuffer belyst föredrag om: Uralbergens mineralfyndigheter och deras geologiska problem.

Föredr. redogjorde för de fyndigheter vilka demonstrerades under den XVII:de internationella geologkongressens exkursion till Ural. Särskilt uppehöll sig föredr. vid skarnjärnmalmerna i Blagodat, Vysso-kaja och Magnetnaja, på grund av de jämförelser, som gjorts mellan dessa fyndigheter och de svenska malmerna av Kirunatyp. En uppsats i ämnet kommer senare att publiceras.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr GELJER, ORTON och föredraganden.

Hr N. ZENZÉN förevisade en 56 cm lång borrhärna, som av Svenska Diamantbergborrningsaktiebolaget samma dag uttagits ur det stora Nordenskiöldska Ovifakblocket utanför Riksmuseets Mineralogiska avdelning. Se vidare nedan sid. 325.

Hr G. DE GEER höll ett av ljusbilder illustrerat föredrag: Om aktuella kvartära dateringar. En uppsats i ämnet återfinnes i detta häfte av Förhandlingarna.

Vid mötet utdelades N:o 412 av Förhandlingarna.

Mötet den 7 april 1938.

Närvarande 28 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, öppnade mötet med följande anförande:

Sedan föregående möte har Geologiska Föreningen samt den kvartärgeologiska och geografiska forskningen i Sverige drabbats av en stor och smärtsam förlust genom statsgeologen ERIK GRANLUNDS plötsliga bortgång. Hans talrika vänner och arbetskamrater ha ännu svårt att fatta att han, som så nyss stod mitt ibland dem intensivt sysslande med stora och fruktbärande forskningsuppgifter nu för alltid lämnat deras krets. Särskilt tragiskt ter sig avbrytandet av GRANLUNDS bana just nu, då han, efter allt att döma, hade stora utsikter att inom kort såsom professor helt få ägna sig åt en verksamhet, vartill han syntes särskilt skickad, och där man förväntade, att hans initiativrikedom och organisationsförmåga skulle komma svensk geografisk forskning till godo. GRANLUNDS officiella tjänsteställning var kvartärgeologens, men hela hans läggning var geografens. Vilket problem han än tog itu med, anlade han med förkärlek regionala synpunkter på ämnets behandling och han var en mästare i att genom kartor och bilder så tillrättalägga sitt material, att det utan många ord på ett klart och övertygande sätt ådagalade resultaten av hans forskning.

GRANLUND, som sedan 1917 varit ledamot av vår förening, har genom föredrag och uppsatser givit värdefulla bidrag till Förhandlingarna, han tog med livligt intresse del i föreningslivet, där hans glada, kamratliga väsen gjorde honom allmänt omtyckt. När för föga mer än ett år sedan förslaget om anordnande av ett III Nordiskt Geologmöte i Sverige sommaren 1938 framlades, åtog sig GRANLUND, hjälpsam och tjänstvillig som alltid, huvudparten av arbetet med planläggning och ledning för den kvartärgeologiska exkursionen, där han bl. a. skulle blivit i tillfälle att för en större krets av geologer demonstrera resultaten av sina mångåriga arbeten i Bergslagen och Västerbotten. Nu, då han är borta, har det tyvärr visat sig omöjligt att genomföra denna del av programmet.

Föreningen har hyllat sin bortgångne ledamot genom nedläggandet av en krans vid hans bår. Vi skola alltid ihågkomma ERIK GRANLUND som en iderik och skicklig geolog och som en verkligt god och pålitlig kamrat. — Frid över hans minne!

Till ledamot av Föreningen hade styrelsen invalt Kemigrafen TORSTEN E. TJERNVIK, Örebro, föreslagen av hrr KULLING och TROEDSSON.

Som bidrag till fortsatt utgivande av Förhandlingarna under år 1938 hade Föreningen erhållit ett begärt anslag från Jernkontoret å 1 000 kronor.

Från Geografiska Sällskapet i Finland, vid vars 50-årsfest den 22 januari Föreningen representerades genom sin ordförande, hade inkommit en tacksamhetskrivelse, som upplästes av ordföranden.

Hr H. VON ECKERMANN höll ett av ljusbilder, stuffer och analys-tabeller belyst föredrag om: Anortositproblemet i belysning av nya forskningsrön inom Norrlandskustens jotnium. En uppsats i ämnet återfinnes i detta häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr BACKLUND, HOLMQUIST och föredraganden.

Hr BACKLUND lyckönskade föredraganden till det nya försöket till lösning av anortositproblemet, ett problem med vilket $1\frac{1}{2}$ generationer hittills för förgäves brottats; framför allt äro de talrika nya fakta från laboratorium och fält, som föredraganden med sedvanlig generositet framlagt, att hälsa välkomna. I första rummet var talaren speciellt glatt överraskad över påvisandet av det av honom länge efterlysta horisontalplanet som bildar underlaget för Nordingråområdets mångfaldiga jotniska sviter. Det bildar otvivelaktigt referensytan till de olikartade kristallisationer och differentiationer uppåt och nedåt, som föredraganden så medryckande beskrivit och förklarar. T. o. m. i de översta nivåerna av de repeterade kristallisationerna synes denna nya gång på gång även i detalj varit riktningsgivande inom de mineralogiska anordningarna. Emellertid ville talaren anmärka, för det första, att han under de 20 år han tagit del i Fenoskandias geologi förgäves sökt efter en horisontalavsöndring av de dimensioner, den persistens, den fullkomlighet och det uppträdande på jämförligt rel. djup det här är fråga om, som skulle kunnat fungera som intrusionsplan för en skivformig »lakkolit» eller horisontal »sill»; vertikala strukturer och plan äro i vårt urberg vida övervägande och dominerande samt hindrande för uppkomsten av en diskordant intrusivkropp av Nordingrås form och dimensioner; ty för det andra, »intrusionen» bör ha ägt rum på ett rel. ringa djup, då den så snart efter sin mise-en-place blottats genom erosion; och på det djup det är frågan om i det fall »lakkoliten» inträngt i urberg äro vertikalkonstruktionerna fortfarande dominerande. För det tredje äro de temperaturer inom »lakkoliten» föredraganden rör sig med, 1 400°, av sådan storleksordning, att de vida överträffa sidoberget och takets likvefaktions-temperaturer; systemet skulle i hög grad bli fysikaliskt och kemiskt labilt och berövas den jämnvikt som är den nödvändiga för de fortlöpande och successiva kristallina omgrupperingarna. För det fjärde betyder uppkomsten av ett ej ringa internt övertryck i samband med utvecklingen av retrograda kokpunkter, som är nödvändigt för viskositetsnedsättningen till fromma för gravitativa mineralomflyttningar, återigen ett starkt hot mot hela systemets existens; det ringa djup på vilket dessa processer böra försiggå, skulle snarare i detta fall

leda till explosiv utvidgning uppåt och större delen av bergartsrepresentanterna skulle stelna effusivt. För det femte borde anrikningen av titanhalten inom den längst likvida (basiska) anparten av systemet ej kunna nämnvärt påverka dess positiva likviditet, ty erfarenheten beträffande titanhalt i praktiken går snarast i motsatt riktning; endast i samband med hög alkalihalt (med bildande av sena alkali-titanosilikater) torde ett dylikt inflytande (t. ex. den anförda ramsayitens låga smältpunkt) kunna göra sig gällande, vilket här ej är fallet. För det sjätte torde en gravitativ differentiation av apatit, i så pass små initialkvantiteter och i form av mest mikroskopiskt små kristaller, rent mekaniskt vara mycket svår att förklara i den av föredraganden önskade riktningen. Slutligen ville talaren fästa uppmärksamheten på strukturen och den kemiska sammansättningen av den som anortositernas ytekvivalent tolkade gångbergarten. En 2—4 % lägre Al_2O_3 -halt skiljer den från anortositer, medan i övrigt erfarenheten, särskilt från rapakiviområden, oftast uppvisar en något högre Al_2O_3 -halt hos effusivekvivalenter. Den låga halten på TiO_2 , P_2O_5 och MgO jämte strukturen ställer den i den grupp av bergarter, vars analyser i större analysamlingar inrangerats under rubriken »inferior analyses» (= ofriska bergarter, metodiskt felaktiga analyser) vilket öde även nyligen vederfarits några av talaren för c:a 30 år sedan publicerade analyser av diabaser från Spetsbergen. Analys och struktur ställer bergarten i samma grupp som de tyska leukodiabaserna och weiselbergiterna, som till största delen undergått samma deklasseringsöde och som alltid redan mikroskopiskt berett stora svårigheter. Då i detta fall bergarten kan belastas varken med vittring i eg. mening eller med analysfel, bör den ställas till diabasbergarternas lokalmodifikationer och kan näppeligen ha någon direkt släktskap med anortositer. Talaren ville tillfoga att lic. LARSSON i Nygårds-massivet även försökt sig på gravitativ differentiation som förklaring av de där förekommande anortositsliorna, men han hade den fördelen att kunna räkna med vertikalt uppåtstigande ström i differentialrörelsens tecken, vilken faktor här fattas. Anortositproblemet innefattar således ännu en rad öppna frågor, ej minst i Nordingrämssivet.

Hr N. ZENZÉN lämnade ett av en karta illustrerat *M e d d e l a n d e*
o m l a n d i s e n s a v s m ä l t n i n g i I d r e.

Föredr. hade, utgående från sitt fynd av en överskjuten granitmassa på Himmeråsen strax W om Stådjan, vid Geol. Fören:s möten den 6 maj och 3 nov. 1932 lämnat redogörelser för vissa berggrundsgeologiska förhållanden i Idre.¹ Studierna av berggrunden här hade föredr. fortsatt under de följande åren. 1933 hade föredr. av Vetenskapsakademins Naturskyddskommitté erhållit ett anslag för geologisk undersökning av den i Storådalen i norra Idre strax W om den av G. FRÖDIN uppdragna isdelaren² belägna Töfsingdalens nationalpark, varvid den önskan uttalats, att särskild hänsyn skulle tagas till de kvartärgeologiska förhållandena. Vid behandlingen av de problem, som dessa er-

¹ G. F. F., Bd 54, 1932, p. 387 och 533—534.

² G. FRÖDIN, Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XIX, 1925, p. 129—214.

bjuda, hade det visat sig i hög grad önskvärt att få reda på, huru landisens avsmältning borde tänkas ha gestaltat sig dels längre nedåt Storådalen, dels på bl. a. Långfjället. Föredr. hade därför fr. o. m. 1933 vid insamlandet av material rörande berggrunden även antecknat bl. a. de spår efter forna smältvattensälvar, som han kommit i tillfälle iakttaga. Det var främst med tillhjälp av dessa torrdalar eller rännor, som föredr. sökt bilda sig en uppfattning om huru landisens gradvisa försvinnande från trakten ägt rum. De med sådana rännor ej sammanhörande moränryggar, som finnas inom området, hade föredr. däremot velat vara försiktig med. Deras karaktär av ändmoräner är ju numera kraftigt bestridd. Försök till deras tolkning i olika fall ansåg föredr. lämpligen böra anstå, tills nödig översikt rörande landisens avsmältning på annan väg vunnits.

Det av föredr. studerade området sträckte sig i öster till Nipfjället och Städjan. På Städjan har för några månader sedan, på senhösten 1937, en av föredr:s arbeten fullkomligt oberoende kvartärgeologisk undersökning utförts av kand. CARL MANNERFELT. Överenskommelse har med honom träffats för förhindrande av kollision vid publiceringen av resultaten.

Det sista avsmältningsskede, som föredr. markerat på den förevisade kartan, var ett, där tungor av landis sträckte sig från Idresjön i SO upp genom dalgångarna, ungefär fram till (i Storådalen något NW om) isdelaren. Kring Idresjön föreföll landisresten att spetsa ut mot sydost.

Till slut lämnade föredr. några upplysningar angående den bekanta Grövel-issjöns successiva tappning söderut. Under det sista stadiet av denna torde vattnet ha avrunnit vid den ännu på nordvästra sidan av isdelaren liggande sydostliga fortsättningen (Skäråsen) av Dyllan på sydöstra sidan av Gröveldalen.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr C. MANNERFELT.

Geolognytt.

Den 2 och 3 mars 1928 anordnade Svenska Diamantbergborrningsaktiebolaget och AB. Elektrisk Malmletning en utställning med demonstration av sina bormaskiner utanför Sveriges geologiska undersökning. Inne på S. G. U:s museum visades en film över de båda bolagens verksamhet, särskilt avseende deras geofysiska undersökningsmetoder, som dessutom belystes genom ett föredrag av direktör KARL SUNDBERG samt demonstration av olika geofysiska instrument. Den 3 mars påbörjades en kärnborrning med diamantkrona i det stora blocket av ovifakjärn utanför Mineralogiska avdelningen. Den 5 mars hade hela blocket genomborrats och en fullständig kärna, 188.5 cm lång, erhållits. Denna, som förvaras å Mineralogiska avdelningen, visade sig, intressant nog, bestå alltigenom av gediget järn. En del av kärnan förevisades å Geologiska Föreningens möte den 3 mars.

Med anledning av denna borrning har Vetenskapsakademien tillerkänt dir. KARL SUNDBERG sin större Linnémedalj i silver.

K. Vetenskapsakademien har tillerkänt professor G. AMINOFF Lindbomska belöningen, 200 kr., för arbetet »Ueber die Oxidation von Zinkblende-Einkristallen an Hand von Elektroneninterferenzen studiert».

Prof. H. MUNTHE har ur Humanistiska fonden erhållit ett anslag av 2 500 kronor till tryckning av kartor, diagram och text till arkeologiska delen av »Studier över Baltiska havets senkvartära historia».

Styrelsen för LARS HIERTAS minne har bl. a. tilldelat fil. kand. STURE LANDERGREN 2 000 kronor för fortsatt undersökning över de svenska järnmalmernas kemi; doc. C. CALDENIUS 2 000 kronor för komplettering av geokronologiska mätningarnätet i Sverige samt doc. G. TROEDSSON 1 000 kronor för undersökning av höörsandstenens geologiska förhållanden.

Längmanska Kulturfondens nämnd har utdelat anslag till bl. a. fil. dr ASTRID CLEVE-EULER för en kvantitativ undersökning av Öresunds plankton; fil. dr G. ERDTMAN för utarbetande av en pollenatlas; docent ERIK LJUNGNER för bearbetande av kartografiskt material från en expedition till Patagonien 1932—1934; fil. dr ERIK NILSSON för fortsatta undersökningar över Bolmens och Vätterns senkvartära utvecklingshistoria.

Dr. Phil. JOHANNES IVERSEN har utnämnts till Avdelingsgeolog vid Danmarks Geologiske Undersøgelse från den 1 febr. 1938.

Doc. F. ENQUIST har förordnats att från den 11 april 1938 uppehålla professuren i geografi vid Göteborgs högskola.

Doc. O. TAMM har utnämnts till professor i skoglig marklära vid Skogshögskolan från den 1 juli 1938.

Sveriges geologiska undersöknings fältarbeten under sommaren och hösten 1938.

Statsgeologen S. JOHANSSON utför agrikulturgeologiska och hydrogeologiska specialundersökningar inom valda områden i södra och mellersta Sverige.

Statsgeologen R. SANDEGREN fortsätter kartläggningarna på bladen Möklinta och Värvik samt utför kvartärgeologiska detaljutredningar i västra Sverige och Uppland.

Extrageologer: A. BERGDAHL, O. CLAESSON, E. CLAESSON och T. KROKSTRÖM.

Statsgeologen N. SUNDIUS fortsätter berggrundskartläggningen av Stockholms skärgård.

Statsgeologen N. H. MAGNUSON övervakar berggrundskartläggningen på kartbladet Värvik samt utför malmgeologiska utredningar inom mellersta Sveriges malmförande områden, huvudsakligen rörande järnmalmstillgångarna.

Statsgeologen G. LUNDQVIST fortsätter den geologiska kartläggningen på bladet Hedemora, företager kompletterande rekognoseringar inom delar av Värmland, Dalarna, Härjedalen och Hälsingland för en översiktskarta över Sveriges jordarter samt utför en hydrogeologisk undersökning i Norrbottens län.

Extrageologer: E. FROMM, O. GABRIELSSON och F. E. WICKMAN.

Statsgeologen B. ASKLUND fortsätter praktiskt-geologiska undersökningar inom västra Sveriges granitområde samt Jämtlands län.

Extrageolog: W. LARSSON.

Statsgeologen A. HÖGBOM utför berggrundsgeologisk kartläggning på kartbladet Falun samt malmgeologiska undersökningar i norra Sverige.

Extrageolog: T. DU RIETZ.

Geologen G. EKSTRÖM fortsätter kartläggningen av jordarterna på bladet Lund samt utför agrogeologiska och hydrogeologiska undersökningar inom valda specialområden.

Extrageologer: E. MOHRÉN, N. NILSSON, S. NILSSON och N. KARLSSON.

Geologen P. THORSLUND utför praktiskt-geologiska undersökningar och stratigrafiska utredningar i Jämtlands län.

Geologen S. HJELMQVIST utför berggrundsgeologisk kartläggning på bladet Hedemora samt en malmgeologisk undersökning vid Striberg.

Geologen J. EKLUND utför praktiskt-geologiska och geofysiska undersökningar i södra Sverige.

Geologen O. KULLING utför geologisk kartläggning på kartbladet Falun.

Extrageolog: E. RYTERBERG.

Geologen S. GAVELIN utför malmgeologiska specialundersökningar vid under arbete varande malmfyndigheter inom nedre delarna av Västerbottens län.

Gruvingenjör K. A. BARKENBERG leder de gruvtekniska undersökningsarbetena inom Västerbottens län.

Fil. Doktor G. BESKOW utför väggeologiska fältundersökningar inom olika delar av landet.

Assistent för grusinventeringar: F. RENGMARK.

Fil. Doktor G. ASSARSSON leder en praktisk utredning av torvjordarter inom valda delar av landet.

Assistent: C. LARSSON.

Professor P. GEIJER utför utredningar för en sammanfattande framställning över den mellansvenska bergslagens järnmalmfyndigheter.

Dessutom påbörjas en geologisk-geofysisk undersökning inom Malmöhus län samt utföras speciella utredningar inom andra delar av landet enligt instruktioner som framdeles för varje särskilt fall meddelas.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 60.

HÄFT. 3.

N:o 414

Über das Entstehen von Toteis.

Von

H. W:SON AHLMANN.

(Manusk. eingegangen ²⁹/₄ 1938.)

Mit jedem Jahr richtet sich die Aufmerksamkeit der Forschung in stets höherem Grade auf die Bedeutung, die das Toteis für die quartären Formen gehabt hat. Es ist beinah eine Mode geworden, besonders in Nord-Deutschland mit mehr oder weniger grossen Toteisgürteln zu laborieren. Man rechnet ja jetzt damit, dass die Weichseleiszeit sechs Toteisgürtel oder Toteiskragen besass, von denen mehrere eine Breite von bis zu 100 km erreicht haben sollen. In Skandinavien hat man früher ebenso wie anderswo sich der Annahme kleinerer Toteisfelder bedient, um nicht ausgefüllte Stellen in oder unmittelbar bei den quartären Ablagerungen, besonders solche von fluvioglazialen Ursprung, erklären zu können. In den letzten Jahren hat es sich jedoch, hauptsächlich infolge der Ausdehnung der quartären Untersuchungen auf die inneren Teile Fennoskandias, gezeigt, dass die Toteisformen eine räumliche Verbreitung und Bedeutung besitzen, die man kaum ahnen konnte, so lange man sich in den, vor allem durch G. DE GEERS Arbeiten, klassisch gewordenen quartärgeologischen Gebieten in Mittelschweden bewegte. Es besteht auch kein Zweifel darüber, dass die Auffassung dieser in den zentralen Gebieten des nordskandinavischen Inlandeises gelegenen Toteisphänomene von grossem Interesse gewesen ist, und dass eine weitere Untersuchung derselben in sehr aufschlussreicher Weise zu einer Erweiterung unserer Kenntnis nicht nur der quartären Formen als solcher, sondern auch der späteren und letzten Stadien der ganzen letzten Vergletscherung führen wird. Vom glaziologischen Standpunkt aus betrachtet, hat man meiner Ansicht nach in den letzten Jahren auf dem quartärgeologischen Gebiet wohl kaum einen

grösseren Fortschritt erzielt als mit der Entdeckung der Ablagerungen, die im Zusammenhang mit der Auflösung der letzten Eisreste in mehr oder weniger selbständige und »tote« Teilgebiete entstanden sind. Die Ursache hierfür ist, dass man damit begann, einen Einblick in das Dünnerwerden des Eises zu gewinnen, d. h. in denjenigen Faktor bei der Rezession des Inlandeises, der im folgenden als der in glaziologischer Hinsicht wichtigste hervorgehoben werden soll.

Unter Toteis versteht man zunächst solche Teile der Randgebiete eines Gletschers, die den Kontakt mit der Hauptmasse des Gletschers und die Möglichkeit, von diesem neues Eis zu erhalten verloren haben; ferner solche Eispartien, die infolge des Fehlens eines Akkumulationsgebietes keine Selbständigkeit mehr besitzen und bei denen die Eiszufuhr zu ihren Randgebieten so gering ist, dass der Eisrand seine Eigenbewegung verloren hat und das Dünnerwerden in situ überwiegt.

Unter regionalem und genetischem Gesichtspunkt können die Toteise in mindestens drei Gruppen eingeteilt werden.

Die erste gehört den peripherischen Teilen der glazialen Gebiete an, wo die zerrissene Verbindung zwischen dem Toteis und dem »lebenden« Eis entweder dadurch verursacht worden sein kann, dass die äussersten Partien sich abgelöst haben oder von so grossen Oberflächenmoränenmassen bedeckt wurden, dass sie »leblos« geworden sind.

Die zweite Gruppe kann an jeder beliebigen Stelle in den unteren Teilen einer lebenden Eismasse vorkommen, was dadurch bedingt wird, dass die Geländeform grössere oder kleinere Partien des Eises dazu zwang, eine solche Lage in Lee von der Hauptrichtung des Eisstromes einzunehmen, dass sie stagniert sind.

Die dritte Gruppe gehört in der Regel den zentralen Teilen eines Vergletscherungsgebietes an, die während der späteren und letzten Stadien des Zurückweichens der Vergletscherung keine aktive Rolle mehr spielen, sondern in voneinander getrennte Teilgebiete zerfallen und ausschliesslich oder hauptsächlich der vertikalen Abschmelzung anheimfallen.

Wir wollen zunächst die erste Gruppe von Toteisen etwas näher besprechen.

In einem anlässlich einer Exkursion durch Jütland entstandenen kurzen Aufsatz¹ vertrat ich die Auffassung, dass man sich nicht vorstellen kann, dass die Eisrandlage I von USSING, die sog. »Hauptaufenthaltslinie«, die äusserste Grenze des vorrückenden Inlandeises bezeichnet, da der Charakter ihrer Akkumulationsformen eine sehr grosse Ablation

¹ H. W:SON AHLMANN: Kvartärgeologiska anteckningar till en exkursion genom Jylland. Geol. Förr. Förh. Bd. 58. Stockholm 1935.

und bedeutende Toteisfelder voraussetzt. Diese Eisrandlage I ist eine »Abschmelzungslinie«, während die »Vorstosslinie«, welche die äusserste Grenze des Inlandeises darstellt, sich weiter im Westen befindet, wo sie von einem »Bakkestrøg« (Hügelzug) vertreten wird. Im Zusammenhang hiermit wies ich darauf hin, dass die vorwärts oder rückwärts erfolgende Bewegung des Eisrandes sowie sein Stillliegen natürlich in ebenso hohem Grade wie die Ablation an seiner Front darauf beruht, wie viel Eis ihm zugeführt wird. Die Menge des herbeigeschafften Eises hängt von der Bewegungsgeschwindigkeit des Eises ab, die ihrerseits durch seine Dicke und seinen Nahrungsüberschuss im Akkumulationsgebiet bestimmt wird. Infolge der grossen Masse eines Inlandeises und der sich daraus ergebenden Zeitdauer, die jede Veränderung des Klimas beansprucht, um sich geltend zu machen, sind die Bewegungen des Eisrandes, d. h. sowohl die Geschwindigkeit seines Vorrückens wie seines Zurückweichens, weder synchron noch gleichwertig mit den jährlichen Klimaschwankungen.

Nehmen wir eine Klimaänderung von der Art an, dass die Vergletscherung abnimmt und die so lange anhält, dass der Eisrand reagiert, d. h. die »Vorstosslinie« wird verlassen und es beginnt ein Zurückweichen. Toteis entsteht dann vor allem durch das Dünnwerden des Eises, das eine Folge der gesteigerten Ablation und der geringeren Eiszufuhr ist. Immer mehr Moränenmaterial häuft sich auf der Oberfläche des Eises an und grössere oder kleinere derartige Partien können von der Front des Hauptgletschers isoliert werden. Einen solchen Fall zeigen die Abbildungen 1 und 2 vom südlichen Ausläufer des Vatnajökulls. Sollte ein Gletscher aus irgend einem Grunde vor dem Eintreten eines solchen klimatologisch bedingten Zustandes stark vorgeückt sein, so liegen Voraussetzungen für das Entstehen von grösseren Toteispartien als sonst längs seiner Front vor. Der Gletscher kann dann nicht genügend Eis herbeischaffen, um seine am weitesten vorgeschobenen Teile, wo der Materialverlust durch die Ablation am grössten ist, am Leben zu erhalten. Diese werden sozusagen durch Aushungerung zum Absterben gebracht und als Toteisgürtel zurückgelassen, während das dahinter gelegene Haupteis sich mehr regelrecht zurückzieht. Inwieweit alle grossen »Toteisgürtel«, die man jetzt in Nord-Deutschland annimmt, wirklich existiert haben, kann ich schwer beurteilen, aber sie scheinen wenigstens in gewissen Fällen doch wohl ein wenig schablonenmässig behandelt worden zu sein. Es liesse sich jedoch denken, dass diejenigen, die es wirklich gegeben hat, in der oben angedeuteten Weise entstanden sind. Ich halte es demnach für wahrscheinlich, dass in diesen Fällen den Rezessionsstadien deutlich ausgeprägte Vorstösse vorhergegangen sind. Sollte ein Toteismantel hinter dem anderen vorkommen,

so würde dies für einen Wechsel zwischen ruckweise erfolgten Vorstössen und Rezessionen sprechen.

In den Gebieten der maximalen Ausdehnung einer Vergletscherung sind die Voraussetzungen für das Entstehen von marginalen Toteisen überhaupt gross, was darauf beruht, dass diese Teile des Gletschers



Fig. 1. Die Endmoränen vor dem Breidamerkurjökull auf der Südseite des Vatnajökulls. Sie bestehen aus dem Toteisgürtel, der, vom Eisrand abgelöst, beim Rückgang des Gletschers zurückgelassen wurde. Auf demselben sammelt sich nun in situ die Innenmoräne als ein immer dicker werdender Mantel an, um schliesslich als ein verhältnismässig niedriger, aus lockerem Moränenmaterial bestehender Wall liegen zu bleiben. Rechts ein Teil des Stausees, der den Vordergrund auf Fig. 2. einnimmt. Aufnahme J. EYTHORSSON, 23. Juni 1936.

sich so weit von den zentralen Teilen der Vergletscherung vorgeschoben haben, dass sie sich mehr oder weniger weit ausserhalb des glazialen Klimas befinden. Bei einer Klimaänderung, die allmählich zum Rückzug der Vergletscherung führt, wird die Ablation in diesen Marginalgebieten noch weiter verstärkt und die Eiszufuhr zu ihnen nimmt rasch ab.

Befinden sich die äussersten Randgebiete auf einem höheren Niveau als die im Inneren liegenden, so wird natürlich die Abtrennung der ersteren von den letzteren erleichtert. Schöne Beispiele hierfür, die ich selber kennen gelernt habe, sind die kleinen, toten Plateaugletscher,

die das Westeis auf dem Svalbard-Nordostland auf Berghügeln unmittelbar vor seiner heutigen Front zurückgelassen hat und die ich Forsius Dead Ice und Backa Dead Ice genannt habe.¹ Diese Ursache für das Zurückbleiben von toten Eisresten beim Rückgang eines Gletschers wird noch weiter gesteigert, wenn die betreffende Anhöhe aus festem Land



Fig. 2. Der zurückweichende, auf der Oberfläche von Moränen bedeckte Breidamerkurjökull endet mit einer steilen Front in dem See, der von der Endmoräne auf Fig. 1 aufgestaut wird. Aufnahme J. EYTHORSSON, 23. Juni 1936.

besteht, während das Zurückweichen des Haupteises über eine Wasserfläche hin stattfindet. Als Beispiel dafür sei der Eisrest erwähnt, der auf der Insel Cora bei Spitzbergen nach dem Rückzug des Sefströmgletschers 1882—1896 über die Ekman Bai liegen blieb (Abb. 3 und 4).² Ich erwähne diese Einzelheit auch deswegen, weil meine Beobachtungen darüber gemacht wurden, als ich das grosse Vorrecht hatte, G. DE GEER als Assistent auf der Exkursion zum Isfjordgebiet, die er während des internationalen Geologenkongresses 1910 leitete, begleiten zu dürfen.

In speziellen Gebieten können »Toteisgürtel« ohne irgend eine Ände-

¹ H. W:SON AHLMANN: Glaciology. Part VIII, S. 166. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931. Geografiska Annaler. Vol. XV. Stockholm 1933.

² H. W:SON AHLMANN: Valle Hårad. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. VI, 1912.

zung des Klimas entstehen. Beispiele dafür bieten die Gletscher in der Yakutat-Bai in Alaska und der Vatnajökull. Im ersteren Fall bewirkte nach R. TARRS berühmter Beschreibung¹ eine Reihe von Erdbeben im Jahr 1899 ein so starkes plötzliches Vorrücken, dass die Gletscher danach nicht den Kontakt mit den am weitesten vorgeschobenen Rand-



Fig. 3. Der Sefström Gletscher mit dem auf der Insel Cora zurückgelassenen toten Eisrest. Massstab 1: 90 000 (Nach G. DE GEER: Guide de l'excursion au Spitzberg. XI^e Congrès géologique international, Stockholm 1910).

gebieten aufrechterhalten konnten, sondern diese zu Toteisen wurden. Auf dem Vatnajökull, der mehr als zweimal so gross ist als der Malaspinagletscher, rückten im Sommer 1890 der Brúarjökull und teilweise auch der Eyjabakkajökull bis zu 11 km weit vor. Der Grund dafür war wahrscheinlich ein subglazialer Vulkanausbruch. Die Verbindung

¹ R. S. TARR: The Theory of Advance of Glaciers in Response to Earthquake Shaking. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. V, 1910—11.

—: The Yakutat Bay Region, Alaska. U. S. Geol. Survey. Professional Paper. Nr 64.

zwischen der aussergewöhnlich weit vorgeschobenen Randpartie und dem Hauptgletscher wurde in den folgenden Jahren nicht ganz unterbrochen, aber jene war leblos und daher einer raschen Abschmelzung ausgesetzt.¹

Ein sehr schönes Toteisgebiet, entstanden unter noch eigenartigeren Umständen, befindet sich unterhalb des Falljökulls auf dem Vulkan



Fig. 4. Der Teil des toten Eisrestes auf der Cora-Insel, der bei dem Besuch am meisten abgeschmolzen war. Auf den letzten Eisresten sind noch ganz unregelmässig orientierte Rücken und Hügel von hervorgeschmolzenem Moränenmaterial liegen geblieben. In den grösseren kommen noch grosse Eiskerne vor. Aufnahme H. W:SON AHLMANN, 1910.

Öræfajökull, dem südlichsten und höchsten Teil des Vatnajökulls. Durch einen Ausbruch desselben im Jahr 1727 schmolzen die unteren Teile des Eises im damaligen Falljökull so stark, dass der ganze Gletscher aus seinem Bett hinausglitt und auf der unterhalb desselben gelegenen Ebene landete, wo er in den folgenden Jahren abschmolz und dabei

¹ Siehe hierüber: Vatnajökull. Scientific Results of the Swedish-Icelandic Investigations 1936—37. Chap. III. Geografiska Annaler. Stockholm 1937, Seite 180.

Sowie SIGURDUR THORARINSSON: Über anomale Gletscherschwankungen mit besonderer Rücksicht des Vatnajökulls. Geol. För. Förh. Bd 60. Stockholm 1938.

In der richtigen Erkenntnis, wie ausserordentlich lehrreich die isländischen Gletscher für die Auffassung der glazigenen Formen sind, haben im Lauf der letzten Jahre verschiedene, besonders deutsche, Quartärgeologen diese Gebiete besucht. So hat P. WOLDSTEDT im Sommer 1936 vor allem die Randformen und besonders das Toteisphänomen beim Brúarjökull untersucht. (Untersuchungen an isländischen Gletschern. Forschungen und Fortschritte, 20. 1. 1937.)

den unregelmässigen Haufen von Hügeln, Rücken und Mulden zurückliess, die so charakteristisch für Toteisbildungen sind.¹

Bei der Besprechung der Toteisfelder dieser ersten Gruppe, die den Randgebieten eines Gletschers angehören, sei schliesslich darauf hingewiesen, dass die Voraussetzungen für ihre Entstehung während der letzten Stadien der Abschmelzung einer Inlandeismasse, zu denen auch die dritte Gruppe gehört, in hohem Grade zunehmen.

Die zweite Gruppe von Toteisen kann in den unteren Teilen der Gletscher entstehen, in jedem beliebigen Entwicklungsstadium derselben, und hängt von der Geländeform ab. Irgend welche direkt beobachtete Belege für ihre Existenz liegen natürlich nicht vor. Aber man kann gewisse morphologische Verhältnisse kaum ohne eine solche Annahme erklären.

In den grossen Fjordgebieten im norwegischen Westland ist die Eiserosion grösser gewesen als in den meisten anderen Gebieten in Skandinavien, was sowohl auf topographischen wie auch auf glaziologischen Ursachen beruht.² Diese grosse Eiserosion hat sich jedoch hauptsächlich in den Tälern und Fjorden geltend gemacht, deren Längsrichtung im wesentlichen mit der Hauptrichtung der Bewegung des Eises zusammenfiel. Übertiefung mit geschlossenen Felsbecken, hängende Nebentäler und dergl. geben dieser Topographie ihr Gepräge. In Tälern, die quer zur dominierenden ost-westlichen Eisbewegung verlaufen, kann man dagegen in den meisten Fällen keine charakteristischen glazialen Erosionsformen feststellen, sondern das Tal hat ganz oder hauptsächlich einen fluvialen Charakter. Dies ist auch dort der Fall, wo das eine Tal unmittelbar neben dem anderen liegt. Das Utna-Tal in Jotunheimen³ dürfte ein Beispiel für ein solches nicht nennenswert glazial erodiertes Tal sein. Ich habe daher die Vermutung ausgesprochen, dass der sehr grosse und auffallende Unterschied zwischen solchen stark glazial erodierten und den vom Eis fast gar nicht beeinflussten Tälern darauf beruhen könnte, dass die letzteren, die quer zur Eisbewegung verlaufen, während der wichtigsten glazialen Erosionsstadien zum grossen Teil von stagniertem Eis angefüllt waren, welches die früheren fluvialen Formen vor glazialer Einwirkung schützte. Spätere Erfahrungen von den Alpen scheinen mir diese Annahme bestätigt zu haben.

¹ Der Verlauf der Ereignisse bei diesem Ausbruch mit dem darauf folgenden Ausgleiten des Falljökulls ist in meinem Buch: *På skidor och till häst i Vatnajökulls rike* (Auf Skien und zu Pferd im Reich des Vatnajökulls) (1936), Seite 159—161 beschrieben worden.

² H. W:SON AHLMANN und E. LAURELL: Einige repräsentative Beispiele der Glazialerosion auf der Skandinavischen Halbinsel. Sitzungsberichte des internationalen Geographenkongresses in Amsterdam 1938.

³ H. W:SON AHLMANN: Das Utna-Tal im Jotunheim, Norwegen. Zeitschrift für Geomorphologie. Bd. II. 1927.

Es ist wahrscheinlich, dass stagniertes oder totes Eis von derselben oder einer ähnlichen Art nicht nur in einem so stark zergliederten Gelände wie dem des norwegischen Westlandes und der Alpen, sondern auch anderwärts in Lee von mehr akzentuierten Höhen, vorgekommen ist.

Die dritte Gruppe von Toteisen ist die, glaziologisch betrachtet, wichtigste, denn sie hängt in besonders hohem Grade mit dem Dünnerwerden des Eises zusammen, das ich bereits früher als den wichtigsten Faktor bei der Regression des Eises hervorgehoben habe.

Als Stütze für dieses Urteil über die Bedeutung des Dünnerwerdens können mehrere Umstände angeführt werden. In einem Gletscher, bei dem die Neigungsverhältnisse seiner Unterlage konstant sind und dessen Materialhaushalt sich nicht ändert, hängt die Bewegungsgeschwindigkeit von der Dicke des Eises ab, und zwar so, dass sie mit deren Abnahme geringer wird. Ändert sich der Materialhaushalt dadurch, dass die Akkumulationsüberschüsse kleiner werden oder ganz aufhören und die Ablation zunimmt, so wird die Bewegungsgeschwindigkeit sowohl durch die Verdünnung wie auch durch den verminderten Materialumsatz herabgesetzt. Der Gletscher geht vom aktiven in den passiven Zustand über. Infolge des fortschreitenden Dünnerwerdens verschiebt sich die temporäre Schneegrenze im Frühjahr rascher nach oben und im Herbst langsamer nach unten, was die früher von mir dargelegte Bedeutung für die Grösse der Ablation hinsichtlich der Albedo des Schnees und des Eises hat.¹ Eine bedeutende Verdünnung drückt ausserdem das Eis zu Höhenlagen hinab, wo die Ablation wegen der dort herrschenden höheren Temperatur grösser ist. Schliesslich hat das Verhältnis der Akkumulations- und Ablationsgebiete zueinander, d. h. ihre Höhenlage und Fläche, eine entscheidende Bedeutung für die Art und Weise wie der ganze Gletscher auf Klimaschwankungen reagiert. Mit Hilfe der glaziologischen und meteorologischen Ergebnisse vom Vatnajökull 1936 und 1937 habe ich diese Frage in einer vorläufigen Mitteilung kurz berührt.² Dabei wurde hervorgehoben, dass in den Fällen, wo die Höhe und Fläche des Akkumulationsgebietes im Verhältnis zum Ablationsgebiet genügend gross sind, eine stärkere Maritimität die Vergletscherung befördert. Die Ursache dafür ist dass die Zunahme von Niederschlägen in fester Form oberhalb der Firngrenze grösser ist als die Zunahme der Ablation unterhalb derselben. Senkt

¹ H. W:SON AHLMANN: The Fourteenth of July Glacier. Scientific Results of the Spitzbergen Expedition, 1934. Part V, Seite 177. Geografiska Annaler, Stockholm 1935.

² H. W:SON AHLMANN and SIGURDUR THORARINSSON: The Vatnajökull Glacier. Preliminary Report on the Work of the Swedish-Icelandic Expeditions 1936—37. General Conclusions. Geographical Review, New York 1938.

sich das mittlere Niveau des Akkumulationsgebietes und wird dessen Fläche kleiner, so kann ein solches Relationsverhältnis zum Ablationsgebiet entstehen, dass dieselbe Klimaänderung in der entgegengesetzten Richtung wirkt. Ein so grosser Teil des Niederschlags oberhalb der Firngrenze fällt jetzt in Form von Regen und das Akkumulationsgebiet ist nicht gross genug, als dass die dort stattfindende Ansammlung von Schnee die gesteigerte Ablation aufwiegen könnte. Ein derartiger Zustand tritt früher oder später als Folge eines allmählichen Dünnerwerdens des Akkumulationsgebietes ein. Für die Auffassung aller glaziologischen Erscheinungen ist die Bedeutung dieses Verhältnisses zwischen den Akkumulations- und Erosionsgebieten von grösster Wichtigkeit.¹ Was andere bei der Entwicklung einer Vergletscherung als Folge von Änderungen des Materialhaushaltes sich bemerkbar machende Wirkungen betrifft, so sei auf die präliminären Andeutungen in dem obenerwähnten Aufsatz hingewiesen, die in den weiteren Veröffentlichungen über die schwedisch-isländischen Vatnajökull-Untersuchungen näher behandelt werden sollen. Ich hoffe jedoch, dass die angeführten Tatsachen bereits genügen, um die Äusserung zu motivieren, dass das Dünnerwerden der wichtigste Faktor bei der Regression eines Gletschers ist. Die Vorgänge am Eisrand sind, glaziologisch betrachtet, sekundäre Erscheinungen, obgleich die Randformen als Gegenstände der quartärgeologischen Forschung weitaus am meisten beachtet und am besten untersucht worden sind.

Aus den hier angeführten Gründen ist jeder neue Beitrag zur Kenntnis der abnehmenden Mächtigkeit des skandinavischen Inlandeises für mich von grösstem Interesse. V. TANNER² war der erste, oder wenigstens einer von den ersten, der durch den Nachweis der geeigneten lateralen Stromkehlen in den nördlichen Teilen von Skandinavien ein Mittel fand, um den Verlauf des Dünnerwerdens kennen zu lernen. Persönlich gewann ich eine klare Vorstellung von der Toteistopographie auf der ausserordentlich lehrreichen Exkursion, die TANNER mit den Mitgliedern des geographischen Instituts der Hochschule zu Stockholm im Sommer 1933 durch Finnland und besonders im Petsamo-Gebiet unternahm. In Schweden hat u. a. G. LUNDQUIST in seinem Aufsatz

¹ Im Anschluss hieran kann darauf hingewiesen werden, dass in einem Bergland mit verschiedenen Höhenlagen die Eisfronten der verschiedenen Gletscher auf dieselbe Klimaänderung in verschiedener Weise reagieren *müssen*. Man hat im allgemeinen die verschiedenen Bewegungen der Gletscherfronten in ein und demselben Gebiet oder in nahe beieinander gelegenen Gebieten, für schwer erklärbar gehalten und sie sogar als Grund für die Aussichtslosigkeit angeführt, ein Kausalverhältnis zwischen den Lebensäusserungen der Gletscher und kleineren Klimaschwankungen aufdecken zu können.

² V. TANNER: Studier över kvartärsystemet, III. Bull. de la Com. géologique de Finland. Nr 38. Helsingfors 1915.

über die Eisabschmelzung in Bergslagen¹ und auch in späteren Arbeiten gewisse quartärgeologische Erscheinungen unter Berücksichtigung der verminderten Dicke des Inlandeises in dieser Gegend eingehend erörtert. E. GRANLUND hat in seiner grossen Beschreibung der Quartärgeologie von Västerbotten² besonders die Toteistopographie behandelt und C. MANNERFELT³ hat einen Bericht über eine einleitende Ermittlung der Abschmelzung des Eises in den Teilen unseres Landes, wo sie hauptsächlich durch Abschmelzung in situ bedingt wurde, veröffentlicht. Nicht zum mindesten durch eine Fortsetzung dieser Untersuchung in für diesen Zweck geeigneten Gebieten kann man hoffen, wertvolle neue Aufschlüsse über die glaziologischen, klimatologischen und allgemeingeographischen Verhältnisse vor allem während der späteren Abschnitte der finiglazialen und der früheren der postglazialen Zeit zu erhalten. — In Nordamerika hat besonders R. F. FLINT⁴ »disintegration in situ of the last ice sheet« beachtet.

Tritt eine so starke Klimaänderung ein, das eine grössere Gletschermasse zum Rückzug gezwungen wird, und bleibt dann dieser Klimazustand unverändert bestehen, oder steigern sich seine für die Vergletscherung ungünstigen Eigenschaften, so tritt früher oder später der Augenblick ein, wo der Gletscher infolge der Umlegung des Materialhaushaltes vom aktiven zum passiven Stadium übergeht und der obenskizzierte Zustand eintritt. Ohne dass das Klima sich noch weiter zum Nachteil des Gletschers zu ändern braucht, steigert sich sein Einfluss, so dass der Rückzug beschleunigt wird. Die Geschwindigkeit, womit das Dünnerwerden stattfindet und der Eisrand zurückweicht, nimmt demnach zu, ohne dass dies eine Veränderung des Klimas, z. B. durch vermehrte Wärmezufuhr, zu bedeuten braucht. Der Gletscher muss jedoch immer noch als lebend betrachtet werden, da die bereits früher angehäuften Eismasse in seinen zentralen Teilen noch so mächtig ist, dass von dieser aus — unabhängig von den Neigungsverhältnissen der Unterlage — noch genügend Eis zu den Randgebieten gelangt, um im Winter den Rückzug des Eisrandes aufhören zu lassen. Das Eis stirbt ab, wenn das Dünnerwerden so weit fortgeschritten ist, dass die übriggebliebenen Eismassen nicht mehr von zentralen Partien beherrscht werden, sondern durch die Topographie der Unterlage in

¹ G. LUNDQVIST: Isavsmältningen inom Bergslagen. Geol. För. Förh. Bd. 57. Stockholm 1935.

² E. GRANLUND: Kvartärgeologisk beskrivning över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen (mit Karte). Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca, N:r 26. Stockholm 1938.

³ C. MANNERFELT: Das Hervorschmelzen des Städjan-Berges aus dem absterbenden Inlandeis. Geol. För. Förh. Bd. 60. Stockholm 1938.

⁴ R. F. FLINT: The Stagnation and Dissipation of the last Ice Sheet. Geogr. Review; Vol. XIX, 1929.

voneinander getrennte Teile zergliedert werden; innerhalb von diesen ist die Eiszufuhr nach den Randgebieten so klein oder überhaupt nicht vorhanden, dass der Eisrand keine selbständige Bewegung mehr besitzt, sondern der Zerfall in situ überwiegt.

Nach der hier vorgetragenen Auffassung muss man demnach bei der Regression eines Gletschers zwischen dem Stadium, wo er passiv ist, und dem, wo das Eis tot ist, unterscheiden.

Bei den quartärgeologischen Untersuchungen ist man meines Wissens bis jetzt erst zu einer klaren Unterscheidung der Toteisformen von den anderen Ablagerungen gelangt, aber es scheint mir wahrscheinlich zu sein, dass auch dem passiven Stadium angehörende Moränen- und fluvioglaziale Formen denjenigen gegenüber, die dem aktiven Stadium des Gletschers angehören, einen besonderen Charakter zeigen müssen.

Über die Schwankungen in der Mächtigkeit des zurückweichenden skandinavischen Inlandeises weiss man noch sehr wenig. Ich möchte jedoch bemerken, dass es, vom glaziologischen Standpunkt aus betrachtet, notwendig ist, eine bedeutende Zunahme der Mächtigkeit des Eises längs der Linie: mittelschwedische Moränen—Salpausselkä anzunehmen. Sei es dass der lange Aufenthalt des Eisrandes an dieser Stelle durch eine überwiegend verminderte Ablation oder durch eine gesteigerte Eiszufuhr verursacht wurde, so muss die Dicke grösser geworden sein. Die lange Zeit des Aufenthaltes macht es wahrscheinlich, dass der Mächtigkeitszuwachs bedeutend gewesen ist. Ist Hyyppäs¹ Schlusssatz einer spätglazialen Wärmezeit mit warmen, kontinentalen Sommern während der Zeit für das Entstehen von Salpausselkä I und II richtig, so müsste daraus folgen, dass der Stillstand des Eisrandes vor allem auf einer vermehrten Zufuhr von Eis beruhte und dies setzt seinerseits eine wesentlich gesteigerte Mächtigkeit des Inlandeises voraus.

Nach dem fraglichen Aufenthalt muss während des folgenden raschen Zurückweichens ein starkes Dünnerwerden stattgefunden haben. G. De Geer hat schon vor langer Zeit nachgewiesen,² dass ein schneller

¹ E. HYYPPÄ: Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Geologiska Sällskapet i Finland. N:o IX. Helsingfors 1936. — In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass HYYPPÄ bei der Ablation hauptsächlich oder ausschliesslich nur die Insolation berücksichtigt. Die Wärmezufuhr durch die Luft oder die Konvektion spielt jedoch eine mindestens ebenso grosse Rolle. Die Bedeutung derselben im Verhältnis zur Insolation wächst mit zunehmender Maritimität; in einem so extrem maritimen Gebiet wie der Südseite des Vatnajökulls beruht z. B. die Ablation zu 90 % auf der Konvektion und nur zu 10 % auf der Insolation. (Siehe hierüber: The Vatnajökull Glacier etc. sowie die weiteren Veröffentlichungen über die schwedisch-isländischen Vatnajökull-Untersuchungen).

² Von M. SAURAMO später bestätigt: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee (Comptes Rendus de la Société géologique de Finland, N:o 8, 1934) und: Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland (Societas Scientiarum Fennica, Commentationes Physico-Mathematicæ, IX. 10. Helsingfors 1937).

Rückzug des Eisrandes im Bottnischen Meerbusen stattgefunden hat, der auf dem heutigen schwedischen Landgebiet sich in dem grossen Flankenrückzug des Eisrandes zwischen Gävle und Nordmaling ausdrückte. Anstatt seiner früheren west-östlichen Richtung nahm jetzt der Eisrand eine fast nord-südliche ein. Dies setzt aller Wahrscheinlichkeit nach voraus, dass das Eis so viel dünner geworden war, dass es begann sich vom Meeresboden abzuheben und zu schwimmen. Die massgebende Tiefe im Bottnischen Meerbusen beträgt in dem Gebiet, worum es sich hier handelt, 60—100 m und die marine Grenze (M. G.) liegt im angrenzenden Küstendistrikt in einer Höhe von 200—280 m ü. d. M. Das Eis hätte hier also unter der erwähnten Voraussetzung eine Mächtigkeit von höchstens 300—400 m gehabt. GRANLUNDS Auffassung über das Entstehen der Drumlinlandschaft im Küstengebiet von Västerbotten und über die dortige Ausdehnung der Oser führt zu dem Schluss, dass die marginale Mächtigkeit des Eises etwa 200—300 m betrug.¹ HYYPPÄS² Auffassung über den Charakter des Klimas während des finiglazialen Zeitabschnittes bestätigt in hohem Grade die Annahme eines raschen Dünnerwerdens des Eises zu jener Zeit. Die Verdünnung des Eises, welche die erwähnten Ziffern andeuten, schritt während der folgenden Stadien der Rezession weiter fort, bis die übriggebliebenen Eisreste tot waren.

Sowohl in glaziologischer wie in quartärgeologischer Hinsicht müssen natürlich Unterschiede zwischen den dieser dritten Gruppe angehörenden Toteisen, die auf einer geneigten Unterlage liegen bleiben, und solchen, die auf einer waagrecht Fläche ruhen, bestehen. In beiden Fällen bewirkt die Plastizität des Eises ein gewisses Abfliessen von Eis von den mächtigeren zu den dünneren Teilen, aber in den erstgenannten Fällen wird diese Bewegung in der Neigungsrichtung der Unterlage noch gesteigert. Eine nähere Untersuchung dieser und anderer Tatsachen im Zusammenhang mit dem letzten Absterben des skandinavischen Inlandeises ist als äusserst lockende Aufgabe den Forschern vorbehalten, die in den fraglichen Gebieten arbeiten werden.

Hier sollen nur ein paar Zeilen zu dem hinzugefügt werden, was früher in diesem kurzen Aufsatz hinsichtlich der gesteigerten Voraussetzungen für eine marginale Toteisbildung während dieser späteren

¹ E. GRANLUND: Kvartärgeologisk beskrivning öfver Västerbottens län, nedanför odlingsgränsen. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca. No. 26. Stockholm 1938. Seite 42.

Man darf aus dem Unterschied zwischen diesen beiden approximativen Werten nicht die Schlussfolgerung ziehen, dass das Dünnerwerden des Eises während der dazwischenliegenden Zeit sich nur auf etwa 100 m belief. Bei einer Berechnung der gesamten Verdünnung muss auch die Hebung des Landes berücksichtigt werden, deren jährlicher Betrag in diesem Gebiet bekanntlich nach R. LIDÉNS Untersuchungen im Tal des Ängermanälvs sehr gross gewesen ist.

² E. HYYPPÄ: Über die spätquartäre Entwicklung etc.

und letzten Stadien des Wegschmelzens einer Eismasse hervorgehoben wurde. Da die Topographie der Unterlage bei der Zergliederung dieses sterbenden Eises in voneinander getrennte Teile eine entscheidende Rolle spielt, ergibt sich vor allem in den letzten Stadien kein prinzipieller Unterschied zwischen den mehr peripherisch abgesonderten und den zentral lieengebliebenen Teilen. In einem Talgletscherkomplex endet die hier skizzierte Entwicklung mit der Isolierung eines Toteises in dem Teil des Tales, wo der Gletscher beim Eintreten der Regression am mächtigsten war. Auf dem Vierzehnter-Juli-Gletscher von Spitzbergen war 1934¹ die Regression so weit fortgeschritten, dass das Eis in gewissen Nebentälern derartig verdünnt war, dass diese dem Hauptgletscher kein Material mehr zuführten, sondern der Kontakt zwischen ihnen unterbrochen war und sie mehr oder weniger selbständig geworden waren. Wenn diese Entwicklung weiter fortschreitet, wird das Eis in den Nebentälern vollständig verschwinden, das Akkumulationsgebiet des Hauptgletschers wird dann leer und ein isoliertes Toteisfeld bleibt, wo der Gletscher am mächtigsten war, im Haupttal liegen.

Die Voraussetzungen für eine Ablation sind bei den zur ersten und dritten Gruppe gehörenden Toteisen natürlich sehr gross, vor allem aus dem Grunde, weil sie nicht mehr dem herrschenden Klima angehören. Ferner wird die Ablation bis zu einer gewissen Grenze durch das auf der Oberfläche des Eises angesammelte Moränenmaterial und durch den rückwirkenden Einfluss von den umgebenden schnee- und eisfreien Flächen verstärkt. Die Zunahme der Ablation mit sinkender Höhe ü. d. M. erfolgt praktisch linear bis zu ein paar hundert Metern über dem Eisrand, wonach die Zunahme sich allmählich aus den erwähnten Gründen in geometrischer Progression steigert. Die Grenze, bis zu der die Ablation infolge der grossen Wärmeabsorption der Oberflächenmoräne zunimmt, wird durch die Dicke der Moränendecke bedingt. Überschreitet diese eine gewisse Mächtigkeit, so nimmt die Ablation ab und das Eis kann, wie bekannt, in so hohem Masse unter seinem eigenen Moränenmaterial begraben werden, dass es durch Jahrhunderte und noch längere Zeiträume hindurch vor Abschmelzung geschützt ist.

In den obenstehenden Zeilen habe ich versucht, auf einige für die Auffassung quartärgeologischer Phänomene wichtige glaziologische Tatsachen hinzuweisen. Ich bin davon überzeugt, dass man zu einem tieferen Verständnis der quartären Formen gelangen wird, wenn man sie auch unter glaziologischem Gesichtspunkt, d. h. vom Inneren des

¹ H. W:SON AHLMANN: The Fourteenth of July Glacier. Scientific Results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition in 1934. Part V. Geografiska Annaler, Stockholm 1935. S. 202—203.

Eises aus, und nicht nur von aussen betrachtet und behandelt. Das Wünschenswerte dieses Gesichtspunktes bringt es mit sich, dass der ganze Gletscherkomplex als eine Einheit betrachtet wird, innerhalb deren die Vorgänge im Akkumulationsgebiet mindestens ebenso wichtig oder sogar noch wichtiger sind als diejenigen im Ablationsgebiet. Es genügt daher nicht, bei vergleichenden Untersuchungen zwischen den Randformen der quartären Vergletscherungen und denjenigen der heutigen Gletscher nur den peripherischen Teilen der letzteren Aufmerksamkeit zu schenken. Die Erkenntnis dieser Wahrheit ist eine der Ursachen, gewissermassen der quartärgeologische Anlass meiner Untersuchungen über den Materialumsatz der Gletscher und sein Verhältniss zu den meteorologischen Faktoren.

Några iakttagelser inom Båstads kritområde.

Av

GERHARD BEXELL.

(Manuskript inkommet 7/3 1938.)

När LUNDGREN (1) 1889 lämnade en första sammanfattande översikt över de halländska kritbildningarnas åldersförhållanden, hänförde han den sedan på 1700-talet kända förekomsten vid Gropemöllan till mammillatuszonen. Som sådan kom den även att gälla till 1916, då WIMAN (2) med hänsyn till att endast *Belemnitella mucronata* fanns representerad bland de bestämbara belemniterna, daterade den som mucronatakrita, ehuru antagligen en äldre del av denna, då ett visst motsatsförhållande syntes föreligga mellan den av belemniterna angivna åldern och den, som angavs av övriga fossil, varav många voro för mammillatuskritan mera karakteristiska. WIMANS rika fossilkollektion härstammade från det år 1907 vid Malen i Gropemöllans omedelbara närhet anlagda kalkbrottet. Mellan hans fossilista och LUNDGRENs äldre finnas emellertid några anmärkningsvärda skillnader, då några arter uppföras såsom allmänna på ena stället, medan de äro sällsynta eller helt saknas på det andra, och varigenom den av LUNDGREN anförda faunan verkligen synes hava en något ålderdomligare prägel. Detta kan naturligtvis bero på tillfälligheter, och WIMAN angiver olika möjligheter som förklaring utan att fyndplatsernas fulla jämförbarhet eller identitet likväl behövde ifrågasättas. Sannolikt hava, såsom av WIMAN antages, de märkegravar, som tidigare funnos på platsen för Malens nuvarande kalkbrott ingått i den lokal, som betecknats Gropemöllan, men troligast är, att den av Stensån söder om kvarnen blottade kritan, som även länge utnyttjades som jordbrukskalk, utgjort den egentliga fyndplatsen och tydligen är samma som 1761 omtalas av FISCHERSTRÖM (3).

Vid ett första besök på platsen (1927) fann jag det anmärkningsvärt, att fossilmaterial insamlat här syntes förete en något annan sammanställning än det, som erhöles i kalkbrottet. Mest framträdande var denna skillnad kanske genom förekomsten av flera exemplar av *Radiolites suecicus* vid Gropemöllan, alltså ett för den halländska mammilla-

tuskritan (i Ö. Karup) särdeles karakteristiskt fossil, men som vid Malen är sällsynt och ersatt av den mindre, även i mucronatakritan vanliga *R. pusillus*. Vid senare undersökningar (1928) framkommo vissa omständigheter, som synas antyda, att denna faunistiska skillnad mellan de båda lokalerna är mera än en ren tillfällighet. Ty medan man vid borrhningar inom kalkbrottet eller dess omedelbara närhet ännu på omkring 60 meters djup icke kunnat finna någon anmärkningsvärd förändring av kritkalkens beskaffenhet, vilar den vid Stensåns sydrand på urberg, som vid grävningar påträffades redan i nivå med åns botten eller något högre; och med all sannolikhet förekomma bland kritans understa delar här även rester av äldre till mammillatuszonen eller allra äldsta mucronatakritan hörande lager.

G. DE GEER (4, 5), som ägnat mycket intresse åt Båstadsområdets kritbildningar och därmed sammanhörande problem och vid flera tillfällen besökt platsen (bl. a. 1889, 1914 o. 1918), kom till en från WIMANS något avvikande mening, då han fann Malens kritkalk, icke blott till bergartens beskaffenhet utan även beträffande faunans sammansättning, närmast antyda, att den uppbyggts genom omfattande omlagringar av äldre mammillatuslager, som vid den fortsatta mucronatransgressionen förstörts. Skalgruskalk av för mammillatuszonen mera karakteristisk beskaffenhet och delvis med dess fauna borde emellertid åter avlagras såsom randfacies till de yngre bildningarna. Ehuru karaktären hos kalkbrottets fauna i huvudsak torde vara att förklara i enlighet med WIMANS antagande, att den primärt tillhör kalken och mera anger att en lägre nivå här är representerad, vilket även får anses ytterligare bekräftat genom BROTZENS undersökningar av mikrofaunan, synas förhållandena dock tydligt ådagalägga, att övergången mellan mammillatuskrita och mucronatakrita ej skett under en jämnt fortskridande transgression, utan snarare faller inom en period av tektoniskt betingade regressioner med åtföljande nedbrytning och omlagring av äldre lager.

Vid de grävningar, som företogs i Stensåns södra strandbrink vid Gropemöllan, påträffades under den ljusare kritan, som i huvudsak är av samma typ som i det stora kalkbrottet, ehuru något grövre och rik på större block, en betydligt hård och genom synnerligen riklig limonitinlagring ofta mörkbrun skalgruskalk. Dess mäktighet var ringa och den vilade på brokiga eller röda lateritlika rester av fullständigt genomvittrat urberg. Närmast kalken förekommo dessa rester som klumpar eller oregelbundna partier och sliror omgivna av ett hårdare limonitskal och sammankittade med fint, hårt och på smärre kvartskorn rikt kritslam. Av denna konglomerat- eller brecciebildning kunde ett flertal större block uppbrytas, och därunder påträffades

blott urbergets röda, leriga och tydliga icke omlagrade vittringsprodukter med kvartskornen bevarade in situ. Det hela synes väl hava sin närmaste motsvarighet bland basalbildningarna för Skånes mammillatuskrita (Ifö). I breccians finare bindemedel voro smärre träbitar, hjärtänder och gastropoder ej särdeles ovanliga. Faunan i övrigt, som ännu ej i detalj bearbetats, för ett antal former, som åtminstone ej äro karakteristiska för kalkbrottet. Så synas stora *Ostrea*-arter och andra större lamellibranchiater icke vara så sällsynta här, medan Malens fattiga molluskfauna huvudsakligen för små former. Särskilt bör framhållas förekomsten av kraftigt utvecklade exemplar av *Radiolites suecicus*. Överhuvud synes förekomsten faunistiskt närmast överensstämma med den från Ö. Karup och Tormarps gamla märkegrav, den senare utgörande den enda plats, där tidigare basalbildningar påträffats inom Hallands yngre krita. Då i Gropemöllans bottenlager emellertid inga bestämbara belemniter anträffades, och övriga fossil till större delen kanske mera äro bundna till viss facies än vid viss nivå, är det svårt att säkert fastslå deras ålder. Tänkbart vore, att man här hade en utefter ett uppstående urbergsparti avlagrad randfacies av mucronatakrita, som i så fall och i enlighet med DE GEERS antagande, skulle visa de även faunistiskt för mammillatuskritan mera karakteristiska egenskaperna. Som det var på just denna plats, den övre kritan tidigare hade visat en för brottets kalksten ovanlig rikedom på *Radiolites suecicus*, och då block av de basala bildningarna även förekomma på högre nivå, är det möjligt att de jämte andra fossil här befunnit sig i sekundärt läge och betingat faunans något avvikande sammansättning.

I den mån lagringsförhållandena i de hastigt vattenfyllda provgroparna kunde iakttagas, talade de för att de basala bildningarna utgjorde i själva förkastningslinjen belägna och delvis sönderbrutna rester av äldre transgressionsbildningar, som, fast konsoliderade genom riklig limonitimpregnation, undgått att helt förstöras och bildat ett skyddande lager även över det underliggande genomvittrade urberget. Deras ålder kan sedan vara antingen mammillatuskrita eller allra äldsta mucronatakrita, senare åter överlagrad av den i brottet representerade kritkalkens blockrika marginalbildningar, och delvis som block anträffbara i dessa. På båda sidor och i omedelbar närhet av omtalade brecciebildning hava även andra äldre till kritsystemet hörande bergarter anträffats.

Gnejshorstens randzon, som av DE GEER på flera punkter kunde fastställas, har genom några under senare år företagna borrhningar ytterligare kunnat följas. Den visar sig då böja ut mot norr fram till Stensåns strandbrink på nu omtalade ställe, för att strax öster därom

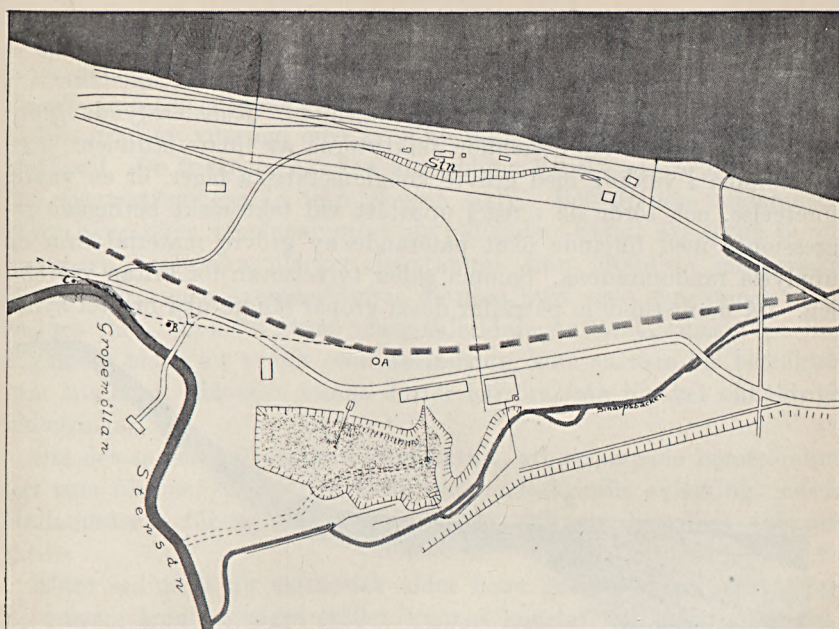


Fig. 1. Kartskiss över området Båstads station—Malens kalkbrott—Gropemöllan, upprättad 1918 av G. DE GEER men förut ej publicerad. Söder, med Hallandsås (mörkt fält), är upptill på bilden. Skala ung. 1 : 8000.

A. Brunn, där DE GEER påträffade sediment med *Actinocamax plenus* (Cenoman).
B. o. C. angiva platsen för borrningar invid gnejsens randzon, varvid grönsandslika sediment anträffats.

Den tätare streckade linjen anger det ungefärliga läget av gnejsranden, sådan denna kunnat följas genom under senare år företagna borrningar.

åter vika tillbaka mot sydost, såsom redan finnes antytt på den av DE GEER 1918 upprättade kartan (fig. 1). Ungefär samtidigt försvinner kritan från åns dalgång. Även norr och nordväst om kalkbrottet hava djupborrningar visat, att kritkalken hastigt försvinner under mäktiga kvartära avlagringar. I så högt läge, som vid Malen gjort den tillgänglig, synes kalken alltså i huvudsak bevarad utefter nordvästsidan av den framskjutna horstranden. Närmast denna löper den blockrika marginalzonen, som vid Gropemöllan är blottad i åbrinken, medan södra väggen i kalkbrottet torde ligga något utanför. En ställvis plötsligt uppträdande rikedom på större block skall även ursprungligen hava begränsat kalkbrytningen åt detta håll. Att dessa block då ofta uppträdde anhopade i av grus och lera fyllda tratt- eller säckliknande ursvarvningar i kritkalken var en av arbetarna ofta gjord iakttagelse. MOBERG, som tidigare omnämnt samma företeelse från Tyckarp, påpekade att den måste uppkommit, under en ej alltför

kortvarig period av torrläggning, en åsikt, vartill även VOIGT anslutit sig. Senare har emellertid även antagits (6), att MOBERG skulle hava påträffat rester av en kvartär skorstensbildning. För Malenbrottets vidkommande är en sådan tydning utesluten. Rullstensfyllda gropbildningar på de övre eroderade skiktytorna av finare sediment, som förekomma i växling med grövre konglomeratiska lager, är en vanlig företeelse, och torde då i regel uppstått vid tektoniskt betingade regressioner med följande ökat påförande av grövre material från de upplyfta randområdena. Samma gäller tvivelsutan för kritan vid Malen. Då man stundom påträffar dessa gropar längre ut i brottet synas

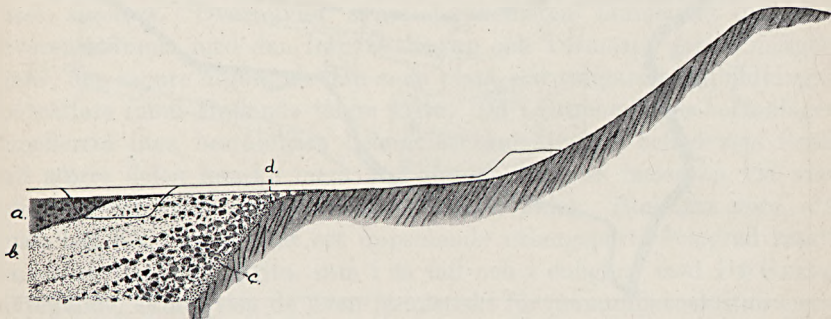


Fig. 2. Profil genom Hallandsåsens nordsluttning och kritförekomsten vid dess randzon. a. Kritmorän. b. Kritkalk. c. rester av äldre kretaceiska sediment. d. motsvarar ungefär Stensåns läge vid Gropemöllan.

de alltid förekomma under de tunna ler- och grusränder, som genom-sätta kalken och ofta åtfölja bäddar av mindre urbergsblock, som från talusområdet sträcka sig ett stycke utåt den renare kritkalken. Att lerstråken till dels äro primära, torde vara otvivelaktigt. De visa då vanligen en skiktning med mörkare och ljusare band och ansvälla i fördjupningar i kalken, men tona på andra ställen helt ut. Men där-jämte förekomma även oregelbundet löpande lersliror, vilka tydligen tillhöra ett spricksystem, bildat vid släpning och någon samman-stukning av kritkalken i samband med senare horströrelser, och där sprickorna sekundärt utfyllts med lerslam från sidobergerten.

I talusbildningarna förekomma även partier av finare hård kalk-sten, överfylld med skarpkantiga gnejssplittor av mycket varierande storlek. Bergarten har ofta stark kaolinlukt och torde bildats vid skredartade ras från de vittrade horstväggarna, varvid skredmaterialet hastigt inbäddats i finare slam. Delvis torde den utgöra partier av den stora raskonen, men delvis synes den av läget att döma själv förekomma som block i denna och ursprungligen tillhöra något äldre lager. Samma gäller nog även block av hård kritkalk med stora run-

dade sandstensbollar. Brecciebildningar av nämnda typ förekomma även bland de s. k. Gräserydsblocken av granulatålder. Blocken i kritans taluszonen utgöras i övrigt huvudsakligast av sandsten och gnejs i olika grad av vittring, men även av fullt friskt urberg med påvuxna kritfossil. De friskaste blocken härstamma kanske oftare från granit- och pegmatitgångar än från gnejsen själv. Beträffande sandstenens ålder hava olika meningar gjort sig gällande. Enligt DE GEER borde de grova kaolinrika blocken härstamma från förstörda mesozoiska lager. Till typen överensstämma de nära med vissa sandstenar inom Skånes jura. Men i kritans marginalbildningar förekomma även fin-kornigare block av typisk scolitussandsten, som snarare får betraktas som kambrisk. Blocken kunna därför härröra från mycket olikåldriga avlagringar.

Om det sålunda får anses otvivelaktigt, att upprepade horströrelser ägt rum före och under den äldre mucronakritans avlagring, måste Hallandsåsens första uppkomst förläggas till ett betydligt tidigare skede.

Äldre sediment av cretaceisk ålder hava genom borrhningar under de senaste åren på några ställen kunnat konstateras, alltid i omedelbar anslutning till förkastningsbranten. Nyligen (mars 1938) företogs en brunnsborrning strax öster om Gropemöllan, invid den nya bron över Stensån, där vid en föregående grävning en vittrad gnejshäll blottats. Under lösa jordlager och något kritkalk, som dock föreföll befinna sig i något rubbat läge, stötte man på flera meter röda sandigt leriga bildningar, som på c:a 15 meters djup utan skarp gräns övergingo i likartade men mörkgröna eller stundom blågröna lager. Dessa fortsatte till ungefär 25 meter, där en ljusare grön, vattenförande zon uppträdde, och borrhningen åtminstone tillfälligt avbröts. Nära kalkbrottet, invid vägen till Gropemöllan, hade tidigare en borrhning företagits, varvid samma mörkgröna sediment erhöles, men urberg av fastare beskaffenhet mötte redan på 4 meters djup. (Prov härifrån äro tillvaratagna av TROEDSSON.) En mera fullständig provserie, från plats, som tyvärr ej säkert kunnat lokaliseras, finnes, och som visar den mörkgröna sedimenttypen vara dominerande helt igenom, men här och var avbruten av ljusgröna eller brungrå zoner. De senare synas nästan helt bestå av kvarts och fältspat. Prov av de mörka lagren visa vid ytligt betraktande en påfallande likhet med glaukonitisk grönsand. Den mikroskopiska undersökningen visar emellertid att typisk glaukonit är blott sparsamt förekommande, eller ytterst fint fördelad, mera antydande en blott påbörjad glaukonisering. Mot botten ökar den kanske något. Av intresse är rikedomen på friska korn av annars lättvittrade mineral. Materialet måste hava levererats

av flera olika bergarter, främst dock gnejsen och däri förekommande basiska gångbergarter. Mineralbestämningen är utförd av T. DU RIETZ. Prov från de starkast grönfärgade lagren visade biotit, spat, hornblände, granat, magnetit, kvarts, fältspat och klorit, till frekvensen i ungefär nu nämnd ordning. Likartat prov, vars kalkhalt utlösts med saltsyra, visade som huvudmineral blåaktigt genomlysande malmkorn, kvarts, granat, brungrönt hornblände, en hel del svagt grön biotit, plagioklas, mikroklin samt något klorit jämte spat och titanitkorn. I de ljusgröna zonerna dominera kvarts och även mikroklin är rikare företrädd, medan granat och magnetit äro av mera underordnad betydelse. Därjämte förekomma biotit, hornblände, omvandlad fältspat samt mörkpigmenterade spatkorn och titanit. Smärre rundade gnejsbollar förekomma. De övre röda bäddarna hava uppkommit genom vittring av de gröna och övergå utan skarp gräns i dessa. Kalkhalt saknas eller är obetydlig. Det undersökta provet härstammar från de undre delarna. Kvarts och mikroklin dominera här och några malmkorn påträffades. Mineralkornen äro i regel starkt limonitimpregnerade. Den gnejskäll som blottades invid dessa bildningar är grönaktig och vittrad men betydligt friskare än den, som vid Gropemöllan ligger under sedimentbreccian. Avståndet mellan platserna utgör dock högst 50 meter.

Då inga bestämbara mikrofossil ännu anträffats i dessa grönsandslika avlagringar, kan ingenting med säkerhet sägas om deras ålder. Antagligen rätt likartade bildningar, tillhörande olika nivåer inom kritan, hava påträffats vid borrhningar inom Kristianstadsområdet. Men beträffande de inom Båstadsområdet förekommande, har man kanske rätt misstänka, att de tillhöra cenoman, då de uppträda i samma läge till gnejs och kritkalk och på blott 2—300 meters avstånd från den plats söder om kalkbrottet, där tidigare DE GEER i en nygrävd brunn fann äldre kritavlagringar, som, enligt STOLLEYS bestämning av de därvid insamlade belemniterna, skall tillhöra cenoman. Under alla förhållanden synas de utgöra transgressionsbildningar inom ett område med blottat ovittrat urberg.

Citerad litteratur.

1. LUNDGREN, B. Om kritfaunan vid Tormarp i Halland och de halländska kritbildningarnas förhållande till öfriga svenska. Geol. Fören. Förh. Bd. 11. 1889.
2. WIMAN, C. Über das Kreidegebiet bei Båstad. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. XV, 1916.
3. FISCHERSTRÖM, J. Anmärkningar om Södra—Halland. 1761.
4. DE GEER, G. Om tiden för Skånehalvöns första uppkomst. Geol. Fören. Förh. Bd. 40, 1918.
5. —, Om uppkomsten av Hallandsås. Ibdm. Bd. 41. 1919.
6. LUNDEGREN, A. Kristianstadsområdets kritbildningar. Ibdm. Bd. 56. 1934.

Carboniferous varves, measured at Paterson, New South Wales.

By

CARL CALDENIUS.

(M. S. received April 29th, 1938.)

Introduction	349
The Glacigene Permo-carboniferous beds in New South Wales	350
The Glacigene beds of the Kuttung series	353
The section of the varve shale at Seaham. A Carboniferous ice lake bottom	354
The Carboniferous varves, measured in the section at Paterson	357

Introduction.

Through Professor GERARD DE GEER's method of geochronological investigation a medium has been obtained which makes it possible to date in an exact manner annually laminated sediments. Good knowledge has been gained in this way concerning the conditions prevailing at the retreat of the Pleistocene landices, especially the annual receding of the ice border, the duration of the recession periods, the annual progress in changes of levels and so on.

In a short paper, published 1929 (G. DE GEER: Solar registration by Pre-Quaternary varve-shales, *Geografiska Annaler*, Stockholm 1929, p. 242—246), DE GEER has proposed that attempts should be made to extend the geochronological measurements to the Pre-Quaternary varved sediments in order to find out, if a method could thus be found for dating and correlating the changes in climate within the different glaciation areas even during those ancient periods.

A first opportunity to ascertain whether it would be possible to realize such a programme or not presented itself during my journey in the years 1933—1934 to Australia and New Zealand on behalf of the Geochronological Institute of the Stockholm University. Under the guidance of Dr. GEORGE OSBORNE I had the privilege of visiting the region of the Carboniferous varve slates to the west of Newcastle in New South Wales, which, according to the Australian geologists W. R. BROWNE, T. W. E. DAVID, G. OSBORNE and C. A. SÜSSMILCH, seemed particularly suited for the carrying out of geochronological investigations. Thanks to OSBORNE's detailed knowledge a locality was easily found

where geochronological measurements of the varves could be performed. However, it proved impossible to measure the varves directly on the natural weathered surface as they did not appear with desirable distinctness. It became necessary to chisel out the whole profile in the form of a series of specimens — if possible overlapping each other — and to saw them up afterwards in the laboratory in order to prepare sufficiently fresh surfaces with the varves appearing so distinctly that they could be measured accurately.

Owing to unforeseen circumstances my results have not been presented until now, but when it now, at last, has been possible to do so, I feel a sincere obligation to offer my thanks to my Australian colleagues, especially Professor L. A. COTTON, Dr. G. OSBORNE and Mr. C. A. SÜSSMILCH for the pleasant co-operation, helpfulness, hospitality and kindness that I enjoyed during my too short visit. Unfortunately there is one whom I cannot reach with my thanks, namely Sir EDGEWORTH DAVID (dead in August 1934), indefatigable in his endeavours to promote my mission.

To the Swedish institutions from which the means have been obtained enabling me to collect, work out and publish the material I owe a lasting debt of gratitude. Finally, I wish to express my most heartfelt thanks to the Swedish Consul General in Sydney, Mr. CARL DE DARDEL and his wife, who in every way supported my enterprise and in whose home my wife and I enjoyed a charming hospitality.

The Glacigene Permo-Carboniferous beds in New South Wales.

The Permo-Carboniferous formations in New South Wales appear in the big complexed geosynclinal, its central deepest submerged part lying roughly between Sydney and Newcastle around the actual eastern coast-line, and its margins in southwest, west and north being marked by Goulburn, Bathurst and the New England tablelands, while the east and south-east borders are immersed under the surface of the Pacific. The glacigene formations are exposed chiefly within a narrow belt in the Hunter river valley and its tributary valleys north-west of Newcastle. Six different glacial horizons have been discerned. Among these the two first, the Kuttung glacial and volcanic series, lie on the limit between Lower and Upper Carboniferous, while the third, the Lochinvar glacial beds, belongs to Upper Carboniferous, the fourth to Lower Permian, and the fifth and sixth, the Branxton erratic horizon and the Bolwarra conglomerate, to Middle Permian.



C. CALDENIUS photo.

Fig. 1. Gravel pit in Carboniferous tillite with big boulders. Hunter river valley. N. S. W.

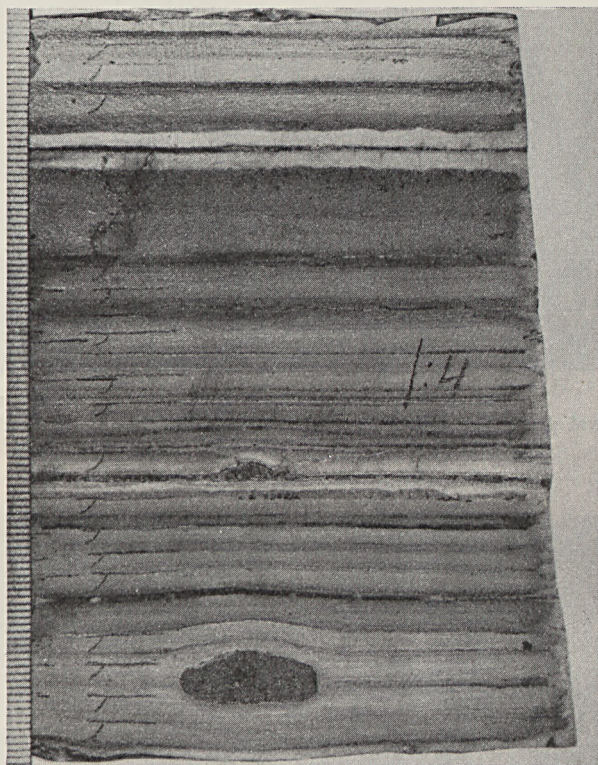


C. CALDENIUS photo.

Fig. 2. A profile marked with the number and the height of the specimens. Paterson. N. S. W.



In the Kuttung series the glacial formations are composed of tillites, conglomerates and varve slates in repeated intercalation with mudstones, sandstones, tuffs and eruptives, while in the remaining cases they consist of glacial erratics, sometimes accumulated in conglomerate-like masses in marine sediments. The different glacial horizons are



SVEN GUNNAR HEDLUND photo.

Fig. 3. Varves A 299—A 316. In varve A 301 a lens of sandy drift material. Varve A 313 is very thick and divided into two parts by a fissure along which the shale is weathered (the white bands). Kuttung series. Paterson. N. S. W. — Mm-scale to the left. — Sawed and polished surface.

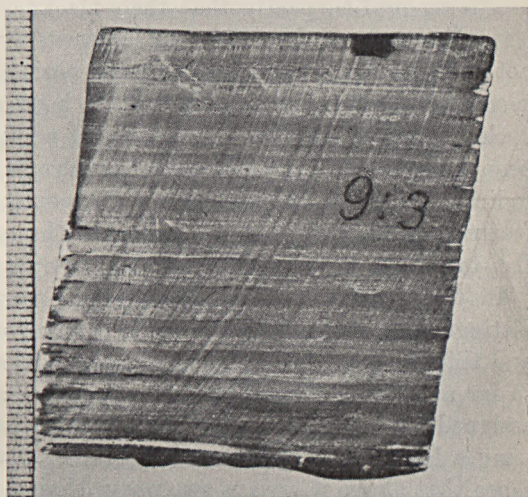
separated from each other by thick series of fossiliferous marine and volcanic sediments. The preglacigene strata of the Kuttung series contain a flora, composed by *Lepidodendron*, *Stigmara*, *Ulodendron* and *Pitya*, which has been replaced in the postglacigene strata by one of *Rhacopteris*, *Cardiopteris* and *Archæocalamites*. First about 800 m above the marine strata with the Lochinvar glacial beds definable plant fossils have been found, belonging to a quite new flora in com-

parison with that of the older deposits. This is the first appearance of the *Gangamopteris* flora, which, in the strata around the younger glacial horizons, has been developed to a *Gangamopteris-Glossopteris* flora, representative of the productive Carboniferous strata, inserted in the thick marine series between the fourth and the fifth glaciogene horizons. The total thickness of the strata which make up this glacial bearing deposits has been estimated at 9 600—13 000 m, falling to the glaciogene beds 3 200—3 700 m.

The Glaciogene beds of the Kuttung series.

In a glaciogeological respect the glaciogene beds of the Kuttung series present a greater interest than those of the other glacial horizons because of their richer register. The tillite first came into notice. It was discovered in 1914 by T. W. E. DAVID, and in 1919 C. A. SÜSSMILCH recognized the well stratified slates between the tillites as seasonally banded glacial shales or varve rock. In 1921 G. D. OSBORNE discovered, finally, a glacially striated pavement forming the underground of the varve rock near Wolfingham and showing a movement of the ice from S 13° E to N 13° W.

The tectonic and stratigraphical features are fairly well known. There is, however, still much to be done in these respects before the geochronological measurements can be used to advantage. Conditions seem to be most favourable in the Paterson—Seaham—Clarencetown district. It is true that the block of strata, as is the case in the other districts, are penetrated by faults with relatively big throws, but the dip of the strata has not been disturbed to any appreciable extent by the tectonic movements in the said district.



SVEN GUNNAR HEDLUND photo.
 Fig. 4. Varves B 203—B 217. Kuttung series.
 Paterson. N. S. W. — Mm-scale to the left. —
 Sawed surface.

The total thickness of the different terrestrial deposits making up the Kuttung series reaches 2 900—3 200 m. Among these about 750 m fall on its lowest beds, the Basal stage, consisting of a conglomerate, the Wollarabba conglomerate, with striated stones of glaciogene origin, mostly in repeated intercalation with tuffs, containing plant remnants, *Lepidodendron*, or superposed by thinner strata of tuff. Lavas, alternating with tuffs and conglomerates, the Volcanic stage, with a total thickness of 850—1 050 m, follow this series of beds and are overlain by the Glacial stage containing tillites, varved slates, sandstones, conglomerates, tuffs, lavas and mudstones in repeated intercalations to a total thickness of 1 100—1 600 m. The more fine-grained stratified beds are here *Rhacopteris*-bearing.

From the geological profiles hitherto examined it appears, partly that it is possible to connect satisfactorily the different beds from profile to profile, partly that their thickness varies greatly, partly, at last, that some of them thin out between the profiles. It is, however, not yet possible to reconstruct on the basis of the present material the geomorphological changes which have been produced by the different cycles of deposition and erosion. But it seems as if the topography has been slightly broken and that the volcanic as well as the glaciogene sediments occupy the bottom or the mouth of a broad valley. Many features in their appearance resemble the actual conditions, where a flat tableland meets a deserted high mountain range.

In the Glacial stage seven different varve slate beds have been distinguished, intercalated by tuffs, partly even by lavas, conglomerates and tillites. Since the tillites superposing the varve slate horizons are, so far as is known, only four, the glaciogene stratified deposits may be assigned to at most as many ice recession periods. For their parallelizing a lava bed, The Paterson toscanite, has been very useful in the sense that above it always two varve shale horizons occur, while below it a varying number of them appear.

The section of the varve shale at Seaham. A
Carboniferous ice lake bottom.

Through OSBORNE'S detailed investigations of the stratigraphy in the Seaham and Paterson districts the glaciogene beds following immediately the toscanite have been measured with particular care along some sections. During my stay I studied the most accessible of them under OSBORNE'S guidance. In his section through Seaham he has distinguished the following strata as counted from below and upwards (G. D. OSBORNE: The geology and petrography of the Clarendon—Paterson

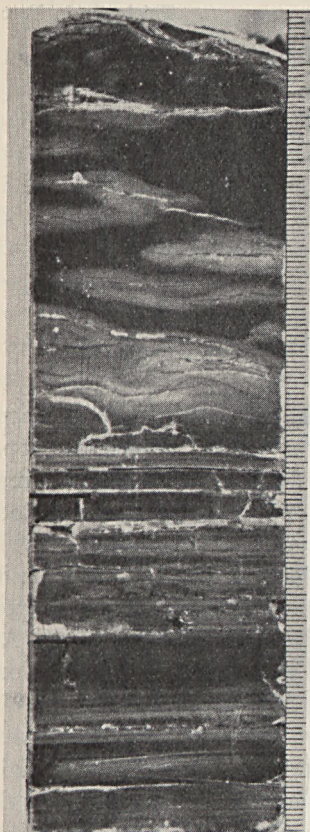
district. Part 3. A study of the main glacial beds at Seaham. Proceedings of the Linnean Society of New South Wales. Vol. 1, Part 2, 1925).

		Thickness in Feet
a	Fluvio-glacial conglomerate	420
b	Tillite	10
c	Acid tuff	50
d	Fluvio-glacial conglomerate with local tillitic masses	40
e	Coarsed tuff with pebbles	50
f	White sandy sediment with transition to overlying varve rock	100
g	Main fine grained varve rock	100
h	Fine sandy sediment (varve sandstone)	80
i	Fine grained sediments	100
j	Coarse tuff	70
k	Limonic contorted varve rock	2
l	Hard calcareous tillite	1.5
m	Tillite and purple varve rock	3
n	Grey mudstones	5
<hr style="width: 100%;"/>		Total 1031.5

These strata crop out in the ditch along the road through the village of Seaham. The material is so brittle that the ditch, about 1 m deep, could be cut up with a pickaxe. The layers hold a somewhat varying but very flat dip to the south, S 8°—30° W, and the slightly undulated ground offers excellent opportunities for studying their details.

It was in the varve shales at Seaham that SUSSMILCH recognized the layers as annual deposits or varves. His description is so picturesque and gives their nature so exactly that it merits to be quoted here (C. A. SUSSMILCH and T. W. E. DAVID: Sequence, glaciation and correlation of the Carboniferous rocks of the Hunter River District, N. S. W. Journ. Roy. Soc. N. S. W. 1919). »The varve shales at Seaham consist of a regular alternation of relatively coarse and fine layers of material: the coarse layers are yellow to brown in colour, and are coarse enough for the constituent particles to be visible to the unaided eye, the fine layers are grey to white in colour and even under the microscope the material is too fine-grained for identification. The coarse layers frequently exhibit minute false bedding and merge upwards into the finer layer, but the junction between a fine layer with the next coarse layer above is usually quite sharp — — —. The coarse material representing the summer deposit when the rivers draining from the glaciers were transporting relatively coarse material, the fine layers representing the fine material in suspension in the lake waters which slowly settle down in winter time while the lake was frozen over and there was no melting of ice on the neighbouring glaciers to bring about the flow of water necessary to transport the coarse material. — — — Occasional isolated pebbles ranging from half an inch to three inches in diameter are found in these varve shales, and occasionally also a regular »pocket»

of such pebbles is formed, the »pockets» ranging up to several feet in diameter. Such a »pocket» of pebbles occurring in such exceedingly fine-grained thinly bedded strata must be due to the melting of a small stranded ice-berg dropping its pebbles on the one spot as it melted. The isolated pebbles would be due to the melting of drifting ice-bergs and the dropping by them of occasional pebbles as they floated over the surface of the lake in which the shales were deposited. — — — Delicate but well-preserved annelid tracks are found on the bedding planes of some of the varve shales.»



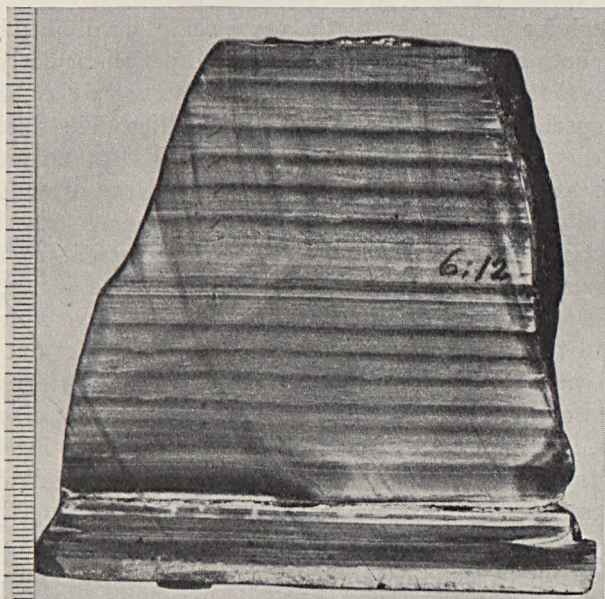
SVEN GUNNAR HEDLUND photo.

Fig. 5. Varves B 338—B 341. Varve B 341, 87 mm thick and consisting of coarse material, probably marks a drainage of an ice lake. Kuttung series. Paterson. N. S. W. — Mm-scale to the right. — Sawed and polished surface.

In the above-mentioned section at Seaham I found that the varves in the strata f—h belonged to an ice lake bottom, so well preserved that only their greater hardness, caused by the diagenesis, distinguishes them from the Pleistocene varves. Towards the bottom nearest to the surface of contact with the tillite and the thick glacial conglomerate the varves are thick, sandy, of proximal facies (strata e), gradually passing above into thinner distal varves which, in their turn, are replaced, likewise above, by thick, sandy, proximal varves (strata j and k) covered by tillite. On fresh fracture the varve structure could be well observed. It is decidedly *diadactic* with a lower, thicker horizon of coarser material and an upper, thinner horizon of finest clay. The original structures are extraordinarily well preserved and free from other disturbances than the foldings and squeezings

which the varves, in the plastic state, had undergone in certain zones by small slidings during the time of the existence of the lake or at the renewed advance of the landice. The proximal varves vary greatly with thicknesses of more than 1 m, but even the distal varves are here relatively thick, 2—4 cm, and with a distinctly developed lower horizon of coarser material.

From Seaham, the most easterly known locality of this ice lake bottom, the varve beds have been traced to the region around the Goorangoola creek about 60 km farther to the west. Except at Seaham it is, however, only within the Paterson-district (about 11 km to the west of Seaham) that the stratigraphy of the ice lake bottom has hitherto been more closely investigated.



SVEN GUNNAR HEDLUND photo.

Fig. 6. Varves C 214—C 227. Kuttung series. Paterson. N. S. W. — Mm-scale to the left. — Sawed surface.

The Carboniferous varves, measured in the section at Paterson.

Some kilometres to the west of Paterson Dr. OSBORNE showed me an excellent cutting through the ice lake varves, exposed in the banks of a rivulet valley, a few metres high. The varves inclining about 20° — 30° to the south are here more distally developed than at Seaham. The thinnest varves measure only 2—3 mm in thickness. The whole varve series of the ice lake bottom from the lowest varves, reposing directly on the rock floor of toscanite, to the uppermost highly contorted and wrinkled varves, immediately below the superposed tillite, can be easily studied along the rivulet banks. As the best idea of the geographical conditions existing at the time of the building up of the

ice lake bottom could be obtained by an investigation of this section, it was here that I decided to make the first attempt to measure the Carboniferous varves.

Considering that the varves could not be distinguished with sufficient accuracy on the weathered surface but, on the other hand, that they appear distinctly on fresh fractures, it was necessary to collect specimens and prepare them by sawing up and polishing in order to make the varves visible enough for measuring. As the varve shale was divided by numerous cracks both along the bedding planes and perpendicularly to them, just as is the case in a well dried up Scandinavian varve clay, the cutting out of the specimens met with no great difficulties. The thick layer of weathered material having been removed by digging and picking, the specimens were cut out with chisels or split by means of wedges. They were generally taken projecting a little beyond each other so that a sure connection should be obtained for the measurement from one specimen to another. Each specimen was marked with a number in oil paint, so that its orientation and situation in the varve series became evident, and the spot where the specimen had been cut out from the wall of the varve shale was also marked in this manner.

The roots of the trees forced their way deep into the cracks in the varve slate, and all around them the slate material was highly weathered, sometimes soaked and burst, in rare cases reduced to crumbs. Usually these burst zones could be avoided by transferring the collecting of the specimens to a place, where the corresponding varves were undisturbed, but in some cases this was not possible. Thus, in a few places the measurements of the varves could not be carried through with sufficient accuracy over those weathered zones.

In all, eleven profiles (total thickness 15.6 m) were measured along the rivulet valley, and good connections were achieved between them with the exception of two, between which, however, only a small number of varves are missing. Considering partly this gap in the measurements, partly an intercalating thin bed of tillite, about 0.3 m thick, around which the varves are so folded, displaced and crushed that the measuring of them failed, the numbering of the varves has been provisionally limited to three series, A, B and C. Within them the varve rows are almost unbroken and the varve number in all probability exact. The small errors which may possibly have been made depend upon the uncertainty in the measurements that always remains in spite of all caution in passing even small zones of slightly squeezed and weathered varves. Thus the measured varve series have been numbered A 1—A 533, B 1—B 608 and C 1—C 324. The variations in the thickness of these 1 465 varves are shown on the diagrams, figs. 7—9. Besides

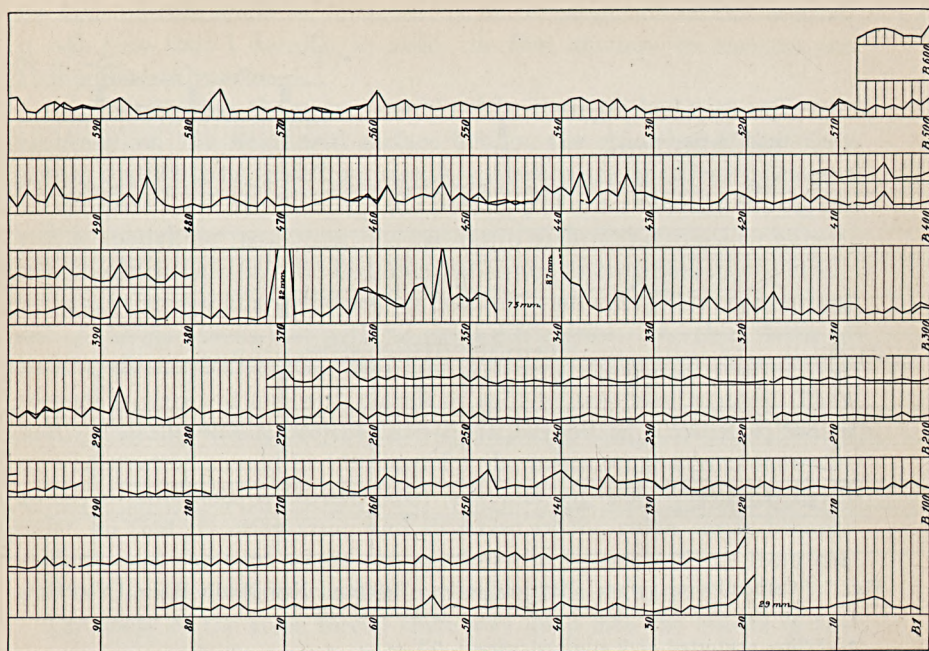


Fig. 8. Carboniferous varves. Kuttung series. Paterson, New South Wales. Varves B 1—B 608. — $\frac{1}{4}$ Natural size.

intercalated by very thin lamellae of a somewhat coarser material. In the thicker varves, especially those accumulated by catastrophic floods, the thickness of the clay layer sometimes increases in considerable measure so that a summer layer of 30 mm silt and fine sand often corresponds to a winter layer of 5—10 mm clay. The relation of thickness between the fine-grained winter layer and the coarse-grained summer layer, consequently, is precisely the same in the varve shales as in the plastic varve clays. Within the distal part of the latter the equalization of the variations of thickness increases, it is true, the thinner and the more clayey the varves are getting, as the distance grows from the mouth of the ice river. But their variations, nevertheless, always constantly follow the variations of those distal varves which are composed by a well developed lower, thicker horizon of coarser material and an upper, thinner horizon of fine clay. Thus the diagenesis is not likely to have caused any shrinkings of such a nature that they have affected the original relative thicknesses of the varves or their different constituents.

The disturbances of the varve thickness which were observed are only of the same nature as those of the varves consisting of plastic

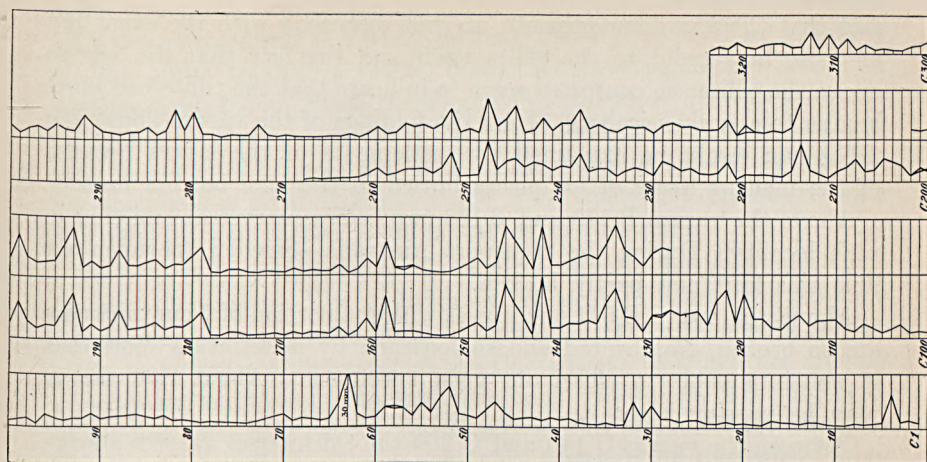


Fig. 9. Carboniferous varves. Kuttung series. Paterson, New South Wales. Varves C 1—C 324. — $\frac{1}{4}$ Natural size.

material. Mostly smaller foldings and squeezings of the varves occur, generally originating in connection with the settlements of some part of the lake bottom but also arising in consequence of the disturbances, when pebbles and blocks from drift ice had fallen down to the bottom or when icebergs weighed down by their moraine burden had sunk. Often those disturbances had no greater extension than that they could be passed round at the measurements, but in some cases mentioned below this has not been possible.

Above the varve A 61 a disturbed zone, 14 mm thick, occurs where the varves are contorted, rumped, dislocated and squeezed to small fragments. Probably three, possibly five varves are here so disturbed that they could not be measured satisfactorily.

Above the varve A 512 of which only the lowest part could be well distinguished, there is a zone, 53 mm thick, where the material is so weathered, so fragile and washed that it has been impossible to fix the different layers. Here probably four varves are missing.

Above the varve A 533 the above-mentioned tillite bed occurs. It has a thickness of 0.33 m and is composed of clay mixed with gravel with pebbles and pieces of varve slate with highly deformed varves. Also the varves which repose on the tillite bed are very much contorted within two thin zones, one 7 cm thick below the varve B 1 and the other 3 cm thick above the varve B 15. Even the varves B 1—B 15 are slightly folded and partly somewhat squeezed. Small disturbances in the form of slidings do occur so high up in the varve series as at the varves B 42, B 50 and B 63. The insignificant thickness of the tillite bed, the

fact that the varves underneath are not disturbed with the exception of those buttered into the tillite itself and the fact that the varves above the tillite are contorted seem to indicate that the tillite bed must be due to a sunken iceberg. Then the foldings of the varves above the tillite can easily be explained by settlements of the layers because of the melting away of ice pieces buried in the lake bottom mud.

Above the varves B 175 and B 188 two to five varves are missing in each locality. During the transport Australia—Sweden specimen n:r 9:3 was hurt and partly broken.

Above the varve B 341 the varves within a portion of 7 cm thickness are so broken, fragmented and so loosened by penetrating roots that it was impossible to chisel out good specimens. About five varves may be missing here.

Between the varves C 140 and C 260 the thicknesses vary to a large extent. A certain ribboned structure as well as sometimes a thinning, sometimes a considerable swelling of the clay layers suggest that these varves have been slightly deformed by slides, the clay layers, as offering the smallest resistance, having undergone the biggest modification. The cleavages are, however, still perfectly parallel to the planes of stratification and those are plane.

The curve showing the variation of the varve thickness has as a rule a very smooth course. The varves are as a rule comparatively thin with an average thickness of between 3 and 5 mm. Within certain zones the thickness is greater, but seldom exceeds 8 mm. The varves must have been accumulated in a belt of the ice lake where the material has settled down to the bottom, undisturbed by local influences. Thus the thickness of the varves, with very few exceptions, reflect the variations in the amount of the melt water. Some extraordinarily thick varves which, in the diagrams, rise high beyond the slightly undulating line that the variation curve generally follows suggest, however, additional contribution of sediment, probably by minor or major catastrophic floods at the drainage of other ice lakes. Such varves are A 2, A 25, A 122, A 135, A 193, A 313, A 454, B 288, B 341, B 353, B 370, C 4, C 30, C 32, C 61, C 142 and C 159. Besides these there are still some comparatively thick varves belonging to the C-series which may have received such additional sediment though the latter cannot be distinguished with certainty from the normal accumulation.

As regards the general course of the curve of variations in other particulars it became evident merely on a superficial examination that the varve thickness from a minimum at A 70 rises noticeably at A 300 and that this increase continues at an accentuated rate above A 400 upwards in the direction of the intercalated tillite, immediately

below which the nearest ten varves are very thin. Within the B series the average thickness as a whole decreases from the varves immediately on the tillite to the varves at B 30, then rises again and reaches a maximum at B 360. From these varves the thickness decreases towards the youngest varves, at B 600. In the C-series where the varve thickness is somewhat uncertain as a consequence of smaller squeezings, the thickness is greatest about C 130 from where it decreases towards the older as well as the younger varves in this series.

An analysis of the course of the curve of variations from one single profile — no matter how undisturbed by local influences the sedimentation may prove to have been — cannot warrant any general conclusions regarding the character of the fluctuations to which the amount of sediment and thereby the amount of melt water have been subjected. What has been pointed out above may suffice, namely that there are obvious and well developed extensive fluctuations but with rather unequal distances between the wave crests. A review of the details may be deferred until the result of at least one parallel profile will be present. It may, however, already here be stated that the marked biennial variations which DE GEER has noted in the Pleistocene varve graphs (G. DE GEER: *Gotiglacial broadmapping, Sweden—New York—Manitoba*. Report of XVI International Geological Congress. Washington 1933) play a prominent rôle also here.

The measured varve series gives only a minimum value of the time elapsed between two ice advances during the Kuttung period. Together with the remainder of the varves between the tillite beds in question which, with respect to the thickness of the varve shale may be estimated at 1 000—2 000 varves, the whole time of the ice oscillation probably exceeds rather than falls below 4 000 years.

From my account it is evident that there are good prospects for geochronological measurements of the Kuttung series varve slates. The present result, moreover, gives obvious directions as to what will be gained by such measurements.

By opening a number of geochronological profiles across the series of the ice lake bottoms existing here we may be able to reconstruct in detail the geomorphological conditions prevailing during and between the four Kuttung glaciations. To what extent local influences may have contributed to produce the glaciations can also be ascertained in this way. By a comparison of the varve graphs from different profiles not only the recessions and the advances of the glaciers may be traced step by step but the duration of the climatic oscillations may also in all probability be determined. Further, with a sufficient number of

measurements, it will be possible to remove such variations of the varve thickness which are due to other changes than those depending on the amount of the melt water and thus construct a Carboniferous solar curve embracing several millenaries. A comparison of that curve with the Pleistocene curve worked out by DE GEER will give us, I suppose, the solution of the problem of the great climatic changes.

Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméeanalysen aus Ångermanland.

Von

ERIK FROMM.

(Manusk. eingegangen $\frac{9}{10}$ 1938.)

Die Möglichkeit, exakte Zeitbestimmungen durch Geochronologie zu erhalten, ist hauptsächlich auf das Gebiet der Glazialgeologie beschränkt. In den warwigen postglazialen Sedimenten des Indals- und Ångermanälvs ist aber die geochronologische Zeitskala bis an die historische Zeit erweitert worden, und der Fossilinhalt der Sedimente ermöglicht eine Anknüpfung an die wald- und klimageschichtliche Entwicklung sowie an die Ostseestadien. SANDEGREN (1924) hat die makroskopischen Pflanzenreste der warwigen Sedimente des Indalsälvs im Ragundasee untersucht und auch ein Pollendiagramm ausgearbeitet, aber leider fehlen dort Sedimente der jüngeren Postglazialzeit. Das vollständigste Material hat aber LIDÉN aus Ångermanland zusammengebracht (1911, 1913, 1938). Im Tale des Ångermanälvs konnten nämlich die warwigen Sedimente, die vom Fluss im ehemaligen Mündungsfjord gebildet worden sind, durch die ganze postglaziale Zeit bis an das Ende des ersten nachchristlichen Jahrtausends verfolgt werden. Durch eine kurze Extrapolation konnte die achttausendjährige geochronologische Zeitskala mit Hilfe der Landhebung an die Gegenwart angeschlossen werden. LIDÉN hat Probeserien aus diesem allein stehenden Material gesammelt, von dem genau datierte Pollen- und Diatoméendiagramme durch 7 500 Jahre ausgearbeitet werden können. A. CLEVE-EULER hat die Diatoméen mehrerer Profile untersucht, und hat die nicht publizierten Diatoméentabellen freundlichst zu meiner Verfügung gestellt, wofür ich meinen herzlichsten Dank ausspreche. Für eine weitere, besonders pollenanalytische Bearbeitung hat LIDÉN eine vollständige Sammlung Proben an Herrn Prof. LENNART VON POST überlassen, auf dessen Anregung diese Arbeit mit einem Teil der Pollenanalyse von Herrn Stud. Phil. J. SJÖSTRÖM begonnen und vom Verfasser vollführt wurde.

Da die Warwen der Flusssedimente nur im Deltasand, Deltalehm und in den proximalen Teilen des Tons ausgebildet sind und die Landhebung in Ångermanland ausserordentlich schnell vor sich geht, muss

die postglaziale Entwicklung aus mehreren Profilen zusammengestellt werden. Dazu kommt, wie ich zeigen werde, dass die obersten, proximal gebildeten Teile der Profile sowohl für Pollen- als Diatoméenanalyse ungeeignet sind. Zur Bearbeitung habe ich sieben der vollständigsten Profile ausgewählt, die einander so decken, dass jedes Stadium der Entwicklung in mehreren Diagrammen belegt wird. Die Lage der untersuchten Profile geht aus der Karte Fig. 1 hervor. Sie liegen alle im ehemaligen Fjord- und Schärengbiet, das sich hier sehr weit landeinwärts erstreckt. Die Profile 5—7 umfassen die ersten drei Jahrtausende der postglazialen Zeit, und die spätere Entwicklung wird von den Profilen 1—4 belegt. Diese beiden Profilgruppen haben zwei bis vier Jahrhunderte gemeinsam, sodass eine klare Verbindung zwischen ihnen besteht.

LIDÉN hat die Profile in datierte Proben aufgeteilt, die unmittelbar aneinander grenzen oder sogar etwas ineinander übergreifen. Die Proben umfassen in der Regel 50—200 Jahreswarven, also eine recht beträchtliche Ton- oder Lehmmasse (etwa 100—500 gr). Wenn man die winzige Menge, die für die Pollenanalyse erforderlich ist, ohne weiteres herausnimmt, kann man leicht ein Pollenspektrum erhalten, das nur einigen einzelnen Jahren oder sogar einer gewissen Jahreszeit entspricht. Jede Probe muss deshalb vor der Pollenanalyse gründlich gemischt werden, sodass man wahre Mittelwerte der Proben erhält. Versuche haben auch gezeigt, dass Analysen ungemischter Proben von denen der gemischten erheblich abweichen können. Aus letzteren erhält man dagegen konstante Ergebnisse. Die Mischung wurde auf zwei Weisen ausgeführt. Die meisten Proben wurden, um ein Zerquetschen des Pollens zu vermeiden, in 1 % Kalilauge erwärmt, wobei auch harte Tonstücke aufgelöst wurden. Die Lauge wurde dann durch Filtrieren und Spülung entfernt. Es hat sich aber herausgestellt, dass nicht einmal der Nadelbaumpollen durch genaues Zerdrücken und Umrühren der trockenen Proben merkbar beschädigt wird. Durch Kochen mit HF konnten dann in der Regel pollenreiche Präparate hergestellt werden.

Die sieben ausgearbeiteten Pollendiagramme und ausserdem SANDEGRENS Diagramm aus Ragunda sind in den Fig. 2—5 dargestellt. Sie sind mit der Zeitskala als Ordinatenachse gezeichnet und gegenseitig nach den geochronologischen Konnektionen aufgestellt worden. Die geochronologischen Datierungen habe ich nach der Berechnung LIDÉNS zur historischen Zeitrechnung umgerechnet (Christi Geburt = LIDÉNS Warve + 6 600, mit einem maximalen Fehler von etwa 100 Jahren). Eine Kontrolle und Schärfung dieser Datierung wäre teils durch Pollenanalyse und Archäologie, teils durch Biochronologie (E. HULT-DE GEER 1936) möglich; hoffentlich werden kommende Forschungen auch



Fig. 1. Karte über das Untersuchungsgebiet.

die noch bestehende unbedeutende Unsicherheit der Zeitrechnung beiseitigen. Die Verbindung zwischen Ängermanland und dem Ragundagebiet hat G. DE GEER hergestellt (1924, 1930), wonach das 0-Jahr DE GEERS der ängermanländischen Warwe —238 entspricht.

Die Diagramme sind einander so ähnlich, dass es keine Schwierigkeiten bietet, ein pollenanalytisches Entwicklungsschema aufzustellen. Dieses wird später behandelt; erst will ich einige Tatsachen berühren, die bei der Beurteilung der Diagramme wichtig sind. Jede Analyse ist, wie oben gesagt, ein Mittelwert der ganzen Probe. Sie ist in der Mitte des der Probe entsprechenden Zeitabschnittes eingezeichnet. Lange Proben ebnen die Kurven aus und lassen zufällige Extremwerte verschwinden (z. B. um 2 000 v. Chr. im Profil 1, um 4 000 v. Chr. in den Profilen 1 und 3). Die Grenzen und Längen der Proben, nicht die eingezeichneten Lagen der Analysen, sollen also bei Deutung der Diagramme berücksichtigt werden. In SANDEGRENS Diagramm, das aus sechs verschiedenen Sedimentprofilen im Ragundagebiet zusammengestellt worden ist, gibt es einige längeren Lücken zwischen den Proben. In einer solchen steckt das *Betulamaximum* um 3 600 v. Chr.

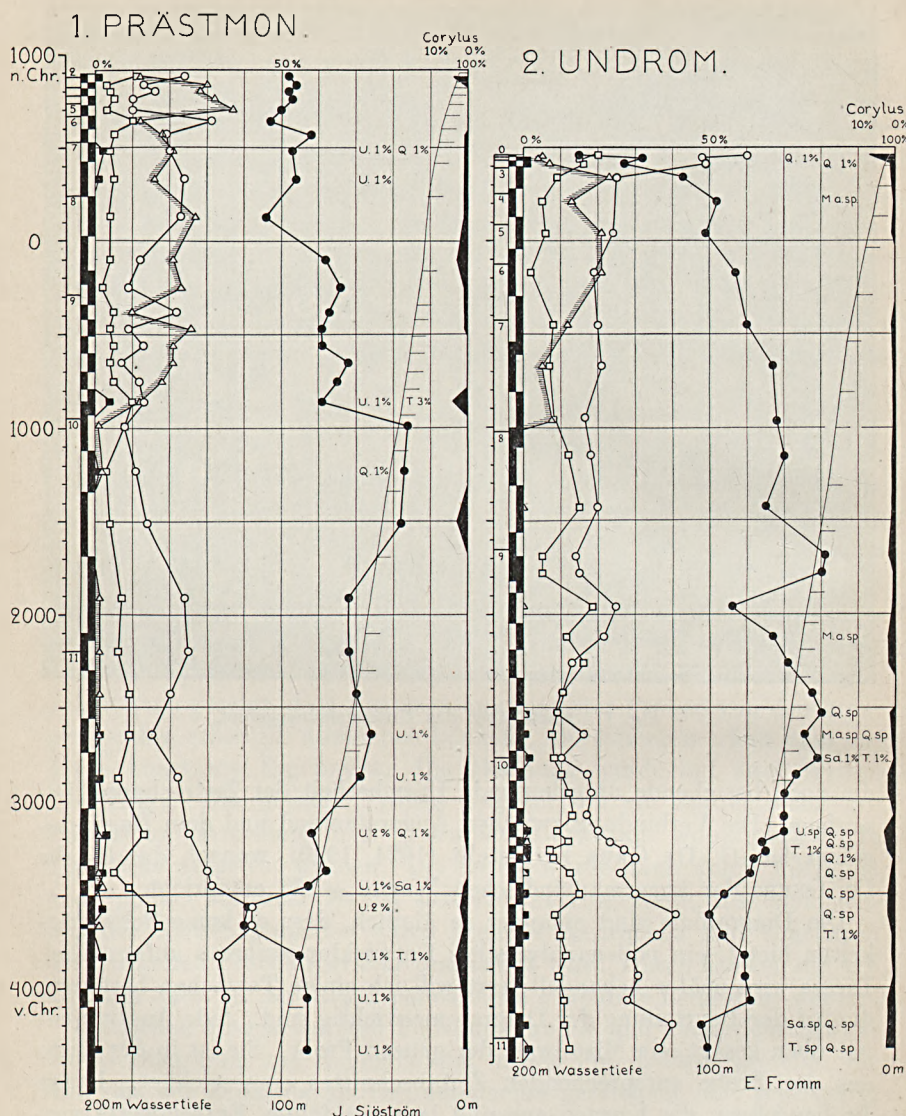


Fig. 2. Pollendiagramme für die Zeit 900 n. Chr.—4 500 v. Chr.

Ausser diesen scheinbaren Verschiedenheiten gibt es natürlich auch wirkliche. Als rein lokal möchte ich z. B. das ausserordentlich hohe Alnusmaximum um 5 000 v. Chr. im Diagramm 6 deuten. Aber es gibt auch Abweichungen anderer Art. Die 1—3 jüngsten Proben der Diagramme 1, 2 und 5 zeigen ein kräftiges Abnehmen des Nadelbaum-

Erklärungen zu den Pollendiagrammen: Die Diagramme sind mit der Zeitskala als Ordinatenachse gezeichnet worden. Datierungen in historischer Zeitrechnung. Horizontallinien für jedes 500. Jahr. Abkürzungen: U. = *Ulmus*, T. = *Tilia*, Q. = *Quercus*, Sa. = *Salix*, M. a. = *Myriophyllum alterniflorum*, Hipp. = *Hippophaë*, sp. = Pollenfrequenz unter 1 %.

—△— *Picea* —●— *Pinus* —○— *Betula* —□— *Alnus* —■— Eichenmischwand
 Corylus: Schwarz ausgefüllte Kurve rechts im Diagramm.

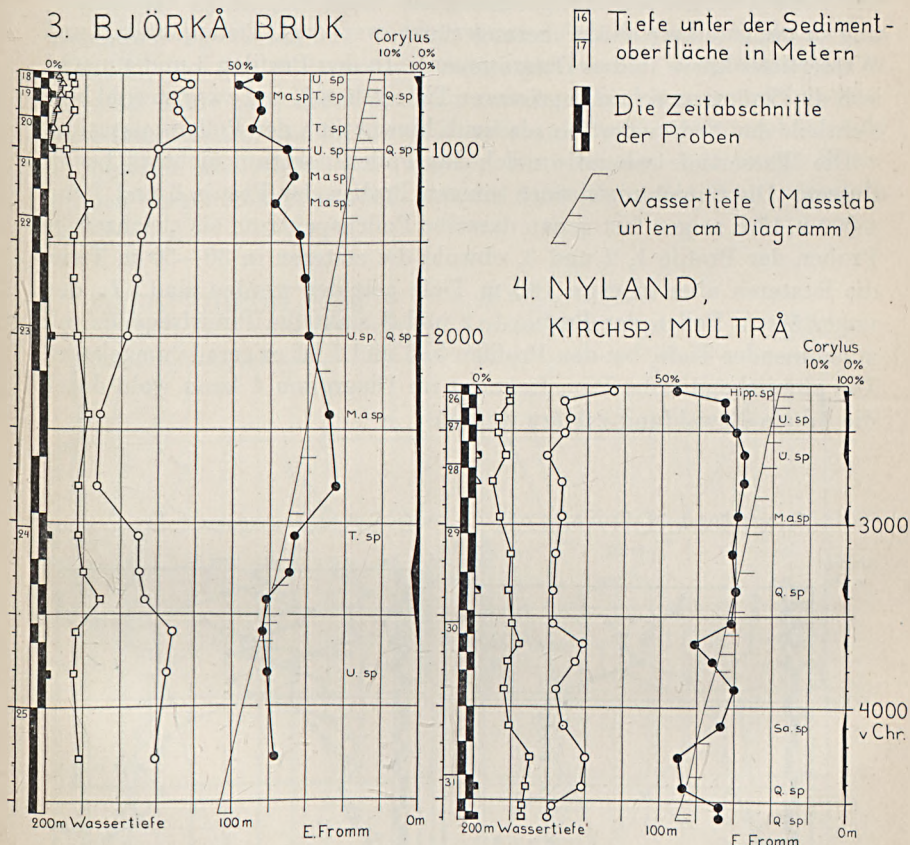


Fig. 3. Pollendiagramme für die Zeit 600—4 500 v. Chr.

pollens, das in gleichzeitigen Proben der anderen Diagramme nicht vorkommt. Im Diagramm 3 ist diese Verschiebung durch ein ganzes, im Diagramm 4 wahrscheinlich durch ein halbes Jahrtausend merkbar. Ohne Zweifel liegt hier Separation durch das Wasser vor (POTONIE 1910, MALMSTRÖM 1923, LUNDQVIST und THOMASSON 1924). Der *Betula*-

cépollen sinkt sofort ins Wasser, der Nadelbaumpollen schwimmt eine längere Zeit durch seine Luftsäckchen. In Nähe der Flussmündung werden also Pinus- und Piceapollen vom schwach strömenden Wasser weggetragen und daher in den Sedimenten unterrepräsentiert. Nur proximale, mehr oder weniger sandige, grobwarwige Sedimente zeigen eine solche Separation des Pollens, reiner Lehm oder Ton dagegen nicht. Die Profile 1 und 2 liegen offenbar etwas abseits der ehemaligen Flussmündung. Eine kräftige Sedimentation und gleichzeitig Separation des Pollens treten hier erst ganz oben im Profil auf, als die Flussmündung in unmittelbare Nähe herangerückt war (vgl. Tiefenmasstab und Wassertiefenkurve in den Diagrammen). In den Profilen 3 und 4 macht sich die Strömung schon in grösserer Tiefe geltend, und zwar sowohl hinsichtlich der Sedimentation als auch hinsichtlich der Pollenseparation.

Die Wassertiefe scheint an sich das Pollenspektrum nicht zu beeinflussen. Die feinlehmigen oder tonigen Proben der Profile 6 und 7 um 4 000 v. Chr. zeigen fast genau dasselbe Pollenspektrum als gleichzeitige Proben der Profile 1, 2 und 3, obwohl die ersteren in 30—50 m Tiefe, die letzteren aber in etwa 100 m Tiefe gebildet worden sind. In den ungestörten Teilen der Profile 1, 2 und 3 sinkt die Pinusfrequenz mit zunehmender Tiefe, bei den Profilen 5, 6 und 7 ist es gerade umgekehrt. Die abweichend hohe Pinusfrequenz im Diagramm 4 kann wohl durch die lokale Bewaldung erklärt werden.

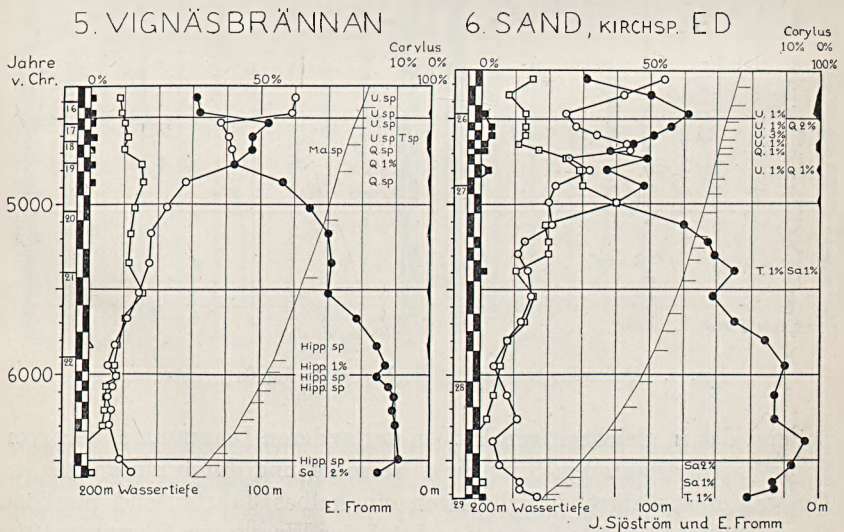


Fig. 4. Pollendiagramme für die Zeit vor 4 200 v. Chr.

Eine Fehlerquelle, deren Wirkungen schwieriger zu beurteilen ist, ist das Vorkommen von sekundärem Pollen, d. h. Pollen aus älteren, durch die Landhebung blossgelegten, vom Flusse erodierten Sedimenten. Das kommt sicher vor, aber die fast vollständige Übereinstimmung der Diagramme aus Sedimentprofilen von verschiedenem Charakter, sowie die Pollenseparation, deren Voraussetzung frischer Nadelbaumpollen ist, spricht dagegen, dass der sekundäre Pollen eine quantitative Rolle spielt.

Um die pollenanalytisch festgelegte Entwicklung mit den Ost-seestadien zu verbinden, wurden Diatoméenanalysen aus demselben Material, das zur Pollenanalyse verwendet wurde, ausgeführt. Da es in erster Linie galt, den Umschlag zwischen Anzylussee und Litorina-meer festzustellen, sind in diesen Zeitabschnitt zwei zusammenhängende Probeserien analysiert. Im jüngeren Litorina sind nur einige Stichproben vorgenommen worden, um die Ausbildung der Diatoméenflora

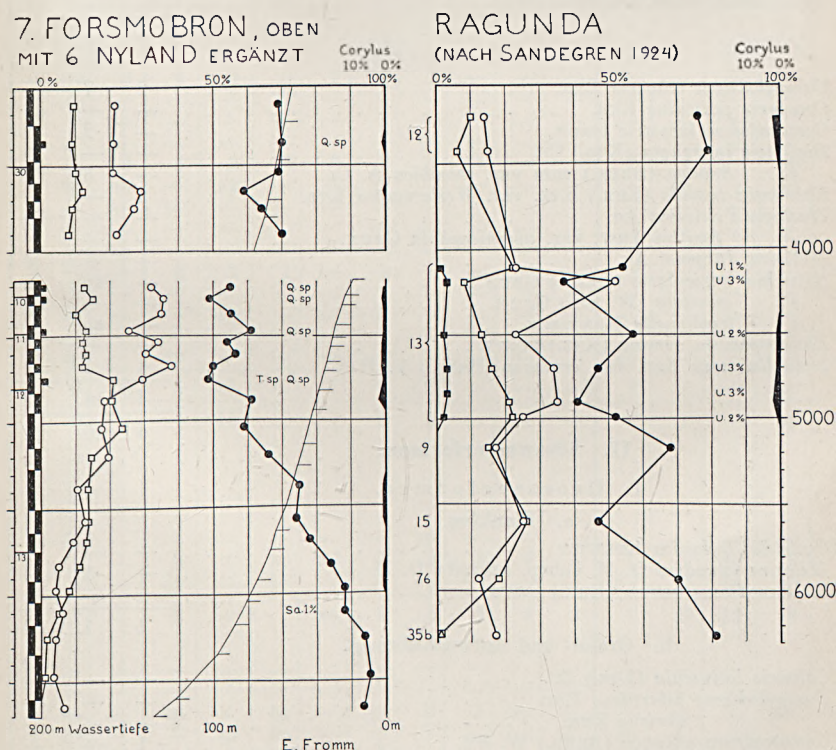


Fig. 5. Pollendiagramme aus Forsmobron, Nyland (teilweise) und Ragunda. Die Nummern am Ragundadiagramm bezeichnen Sedimentprofile im Ragundagebiet.

Diatoméen-

Profil	2		
Probe	a	b	c
Geochronologische Datierung (Jahre nach dem 0-Jahr DE GEERS)	6027—6290	4647—4789	3200—3300
Jahre v. Chr. etwa.	700	2100	3600
I. Salzwasserformen.			
1. Starksalzformen.			
<i>Campylodiscus bicostatus</i> W. SM.	—	—	+
<i>Cocconeis scutellum</i> EHR.	—	sp	—
<i>Coscinodiscus</i> sp. (Fragmente)	—	sp	—
<i>Diploneis didyma</i> (EHR.) CL.	—	—	+
<i>Melosira moniliformis</i> (MÜLL) AG.	—	—	+
<i>Rhizosolenia calcar avis</i> SCHULTZE	—	—	1
	—	1	1
2. Schwachsalsformen.			
<i>Campylodiscus echenis</i> EHR.	2	7	7
<i>Cocconeis pediculus</i> EHR.	—	—	sp
<i>Coscinodiscus lacustris</i> GRUN.	—	2	2
<i>Diploneis interrupta</i> (KTZ.) CL.	—	—	1
» <i>Smithii</i> (BRÉB.) cum var. <i>rhombica</i> A. CL.	—	3	4
<i>Epithemia turgida</i> (EHR.) KTZ. var. <i>Westermanni</i> KTZ.	1	—	1
<i>Mastogloia elliptica</i> AG.	—	—	sp
» <i>Smithii</i> THW. var. <i>amphicephala</i> GRUN.	—	—	+
<i>Melosira Jürgensi</i> AG.	—	+	4
<i>Nitzschia navicularis</i> (BRÉB.) GRUN.	—	sp	2
» <i>punctata</i> (W. SM.) GRUN.	—	+	sp
» <i>tryblionella</i> HANTZSCH.	—	sp	+
<i>Rhoicosphaenia curvata</i> (KTZ.) GRUN.	—	+	2
<i>Surirella ovata</i> Ktz. var. <i>crumena</i> (BRÉB.) V. H.	1	1	2
	4	14	27
	4	16	28
II. Süßwasserformen.			
1. Grosseeformen.			
a. Plankton.			
<i>Cyclotella bodanica</i> EULENST.	—	—	—
<i>Melosira islandica</i> O. M. subsp. <i>helvetica</i> O. M.	—	1	2
<i>Stephanodiscus astraea</i> (EHR.) GRUN.	1	—	sp
	1	1	2
b. Grund- und Aufwuchsformen.			
<i>Caloneis latiuscula</i> (KTZ.) CL.	—	—	—
<i>Campylodiscus hibernicus</i> EHR.	—	—	—
» <i>noricus</i> EHR.	—	—	—
<i>Cymatopleura elliptica</i> (BRÉB.) W. SM.	1	—	—
<i>Cymbella aspera</i> (EHR.) CL.	—	—	—
» <i>lanceolata</i> (EHR.) V. H.	—	—	—
» <i>prostrata</i> (BERK.) CL.	1	1	—

verzeichnis.

6		7									5				
a	b	a	b	c	d	e	f	g	h	i	a	b	c	d	e
2217—2272	1997—2075	2272—2325	2182—2272	2134—2182	2008—2134	1896—2008	1697—1896	1573—1697	1337—1573	1204—1337	1900—2032	1748—1900	1580—1748	1407—1580	1250—1407
4600	4800	4550	—	—	—	—	—	—	—	5600	4800	—	—	—	5600
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
sp	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
sp	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	2	1	7	3	2	3	1	—	—	—	+	—	—	—	—
—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
sp	3	1	3	5	5	3	1	—	—	—	2	1	—	sp	—
sp	—	—	sp	—	—	sp	—	—	—	—	—	sp	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	sp	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	2	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
sp	—	—	sp	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
sp	—	sp	—	—	—	—	—	—	—	—	sp	—	—	—	—
9	6	4	13	10	7	6	2	—	—	—	2	1	—	sp	—
9	6	4	13	10	7	6	2	—	—	—	2	1	—	sp	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	—	3	+	sp	sp	1	sp	3	4	8	+	1	12	8	sp
—	—	sp	—	sp	—	—	sp	—	—	—	—	2	sp	sp	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	sp	sp	sp	—	+	2	1	sp	—	+	sp	+	sp	sp
—	—	—	—	—	—	sp	1	—	—	—	sp	—	—	—	—
sp	—	—	—	—	—	sp	—	—	—	—	—	—	sp	sp	—
—	—	+	—	—	sp	sp	1	1	—	—	1	sp	sp	—	—

P r o f i l	2		
	a	b	c
<i>Diploneis domblittensis</i> (GRUN.) CL. var. <i>subconstricta</i> A. CL.	—	—	—
» <i>Mauleri</i> (BRUN) CL.	—	—	—
<i>Epithemia Hyndmanni</i> W. SM.	—	—	—
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (KTZ.) RABH.	—	—	—
<i>Mastogloia Grevillei</i> W. SM.	—	—	—
» <i>Smithii</i> THW. var. <i>lacustris</i> GRUN.	—	—	—
<i>Melosira arenaria</i> MOORE	1	—	1
<i>Opephora Martyi</i> HÉR.	—	—	—
	3	1	1
	4	2	3
2. Übrige Süßwasserformen.			
<i>Amphora</i> spp.	1	1	sp
<i>Caloneis</i> spp.	—	2	sp
<i>Cocconeis diminuta</i> PANT.	—	—	—
» <i>placentula</i> (EHR.)	—	—	—
<i>Cyclotella antiqua</i> W. SM.	—	—	+
» <i>comta</i> (EHR.) KTZ.	—	1	1
» <i>Kützingiana</i> THW.	—	—	—
<i>Cymatopleura solea</i> (BRÉB.) W. Sm.	—	—	—
<i>Cymbella Ehrenbergi</i> KTZ.	—	—	—
» spp.	11	5	6
<i>Diploneis elliptica</i> (KTZ.) CL.	1	sp	sp
» <i>finnica</i> (EHR.) CL.	—	—	+
» <i>ovalis</i> (HILSE) CL.	—	—	—
<i>Epithemia argus</i> KTZ.	4	sp	—
» <i>sorex</i> KTZ.	—	sp	sp
» <i>zebra</i> (EHR.) KTZ.	—	—	—
<i>Eucocconeis flexella</i> KTZ.	2	1	sp
<i>Eumotia</i> spp.	10	10	5
<i>Fragilaria construens</i> (EHR.) GRUN.	—	—	sp
» spp.	—	sp	1
<i>Frustulia rhomboides</i> (EHR.) DE TONI cum var. <i>amphipleuroides</i> GRUN.	1	sp	—
<i>Gomphonema acuminatum</i> EHR.	1	1	sp
» <i>constrictum</i> EHR.	—	—	sp
» <i>geminatum</i> AG.	4	sp	sp
» <i>intricatum</i> KTZ.	22	20	21
<i>Hantzschia amphioxys</i> (EHR.) GRUN.	—	sp	sp
<i>Melosira italica</i> (EHR.) KTZ.	3	4	1
» spp.	1	—	—
<i>Navicula</i> spp.	2	2	+
<i>Neidium Hitchcockii</i> (EHR.)	—	—	—
» <i>iridis</i> (EHR.) CL.	—	—	—
<i>Pinnularia</i> spp.	1	3	1
<i>Rhopalodia gibba</i> (EHR.) O. M.	—	—	—
<i>Stauroneis</i> sp.	—	—	—
<i>Surirella</i> spp.	—	—	—
<i>Synedra</i> spp.	15	3	7
<i>Tabellaria fenestrata</i> (LYNGB.) KTZ.	11	24	21
» <i>flocculosa</i> (ROTH) KTZ.	2	sp	+
<i>Tracacyclus lacustris</i> RALFS	—	—	—
	92	82	69
	96	84	72
Gezählte Diatoméen:	124	159	227

Alle Analysen ausser 7 i sind in Prozenten berechnet. Sp bezeichnet eine Frewurde. Bei 7 i wird die absolute Anzahl der respektiven Diatoméen angegeben.

6		7									5				
a	b	a	b	c	d	e	f	g	h	i	a	b	c	d	e
3	sp	—	1	1	sp	sp	2	1	2	3	1	sp	1	—	1
—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	1	+	—	—	—	—
2	1	—	1	sp	sp	sp	1	3	13	4	sp	1	1	7	13
—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	1	—	—	sp	—	sp	—	—	+	+	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sp
5	2	sp	4	3	1	3	8	7	15	8	3	2	5	8	15
6	2	4	4	4	1	4	11	10	19	16	4	5	17	16	17
1	—	1	3	2	2	1	4	2	sp	—	2	1	2	2	—
1	sp	sp	1	—	—	2	2	1	—	—	sp	1	—	sp	—
—	—	—	—	sp	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	sp	sp	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sp	sp	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
—	sp	1	2	sp	sp	1	—	sp	—	—	sp	1	sp	sp	—
—	sp	—	1	1	—	1	—	—	—	—	—	sp	sp	sp	sp
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	sp	sp	—
—	—	—	—	sp	—	—	—	—	—	—	—	—	sp	sp	—
7	6	6	8	5	7	4	6	6	2	—	5	7	4	6	4
sp	—	sp	sp	1	1	1	1	sp	1	—	1	1	1	1	—
—	—	—	+	sp	—	sp	sp	1	sp	—	+	+	—	sp	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sp	1	1	2
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sp	sp	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	sp	—	1	sp	—	sp	—	—	sp	—	sp	1	—	—	sp
sp	4	4	5	3	5	5	5	3	6	—	3	1	3	6	3
11	15	9	9	13	15	16	14	21	29	4	15	16	15	17	17
—	sp	—	sp	—	—	sp	—	—	—	—	sp	1	—	—	—
—	1	1	1	1	1	1	2	4	1	2	3	4	2	sp	4
—	2	1	1	1	2	1	1	1	1	—	1	1	sp	sp	sp
1	1	—	2	sp	1	1	1	1	1	—	+	1	sp	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	2	2	2	2	3	2	2	2	1	—	2	1	2	sp	—
30	28	22	21	22	25	29	26	26	28	2	25	24	22	21	23
—	1	—	sp	1	1	sp	+	sp	—	1	sp	—	sp	1	—
9	6	1	4	2	2	1	2	2	2	—	3	2	1	—	4
—	—	—	—	—	sp	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
6	2	1	1	1	sp	1	3	sp	sp	1	2	1	1	1	1
—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	2	1	1	2	4	1	4	4	1	5	2	2	3	1	3
—	sp	sp	—	—	sp	—	sp	—	—	—	—	—	+	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sp	—	—	1	—
—	—	—	—	sp	sp	sp	sp	—	2	—	1	1	sp	1	—
4	3	4	2	5	3	2	3	4	—	5	3	4	4	3	9
10	16	34	15	22	17	15	7	9	5	4	24	20	18	18	10
—	—	—	2	sp	—	—	1	1	sp	1	—	1	sp	1	sp
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—
85	92	91	83	86	92	89	88	91	80	25	94	94	83	84	83
91	94	95	87	90	93	94	98	100	100	41	98	99	100	100	100
179	178	232	157	272	268	303	247	317	326	41	263	276	272	271	146

quenz unter 1 %, +, dass die betreffende Art ausserhalb des Zählens gefunden

im sicheren Salzwasser klarzulegen. An dieser Stelle möchte ich Herrn Dr R. SANDEGREN für seinen wertvollen Beistand mit der Diatoméenanalyse danken.

Um eine genügende Menge Diatoméen für die Analysen zu erhalten, mussten die Proben angereichert werden. Ziemlich grosse Portionen der Proben wurden in Wasser aufgeschlammt und jede zweite Stunde dekantiert, um das Feinmaterial wegzuschaffen. Kochen mit Wasserstoffperoxyd war wegen der sehr geringen Menge organischer Substanz überflüssig. Durch Rotation wurden ziemlich grosse Mengen grösserer Mineralkörner beseitigt. Durch diese Behandlung wurden die Proben auch gründlich gemischt. Die angereicherte Substanz wurde dann in Kanadabalsam eingeschlossen und mit Kreuztisch gezählt unter Verwendung von Immersion bei allen schwierigeren Bestimmungen. Es wird aber die Ansicht vertreten, dass mechanisch angereicherte Präparate nicht für quantitative Analyse verwendbar sind (vgl. BRANDER 1936). Ich habe beim ersten Dekantieren einiger Proben den nach zwei Stunden noch schwebenden feinsten Tonschlamm untersucht. Nur ein paar winzige Schalenfragmente wurden angetroffen, aber keine unbeschädigten Diatoméen. Durch die Dekantierung dürften also kaum die Frequenzen der meisten angetroffenen Formen wesentlich beeinflusst werden. Beim Rotieren wurde im Mikroskop nachgeprüft, dass der Bodensatz keine Diatoméen enthielt. Wenn auch die so hergestellten Präparate nicht genau die ursprünglichen Diatoméenfrequenzen wieder spiegeln, sind sie doch miteinander vergleichbar. Um die Bestimmungsarbeit abzukürzen, sind die Süswasserarten einiger Gattungen zusammengeschlagen worden.

Sedimente, die unmittelbar vor der Mündung eines grossen Flusses gebildet worden sind, sind natürlich sehr ungeeignet, die Veränderungen des Salzgehaltes im umgebenden Meer festzustellen. Das Flusswasser und die mit diesem angeschwemmten Süswasserdiatoméen müssen das normale Halinitätsdiagramm ganz entstellen. In der Tat überwiegen ja die Süswasserformen in allen Analysen, am meisten in proximalen Sedimenten. Die Bildungstiefe der untersuchten Proben ist ausserdem so gross, dass die meisten Diatoméen aus seichterem Wasser stammen müssen, Plankton natürlich ausgenommen. Dadurch kann es verständlich werden, warum einige Lagunenformen, z. B. *Campylodiscus clypeus*, nicht oder sehr selten vorkommen: sie gedeihen am besten in fast abgeschlossenen Becken, von denen die Diatoméen schwer ins offene Meer hinausgespült werden können.

Die procentische Verteilung der Diatoméen geht aus der Tabelle S. 372 hervor. Die Aufteilung der Diatoméen nach ihrem Salzbedarf habe ich nach den Angaben von HALDEN (1929), BRANDER (1935) und

SANDEGREN (u. a. 1927) vorgenommen. Zu den Brackwasserdiatoméen habe ich einige Arten gezählt, die zwar in Süßwasser vorkommen können, aber als salzliebend angesehen werden dürfen, nämlich *Cocconeis pediculus*, *Epithemia turgida* var. *Westermanni* und *Surirella ovata* var. *crumena*. Hier kommen sie nur in sicheren Litorinaproben und zwar sehr spärlich vor. Dasselbe gilt von den beiden angetroffenen Brackwasser-*Mastogloia*, deren Rolle im Übergang Anzylus-Litorina nach HYYPPÄ (1937, vgl. BRANDER 1935) unklar ist.

Der verhältnismässig starke Anteil der Salzwasserformen und das regelmässige Vorkommen der Starksalzformen in mittlerer und jüngerer

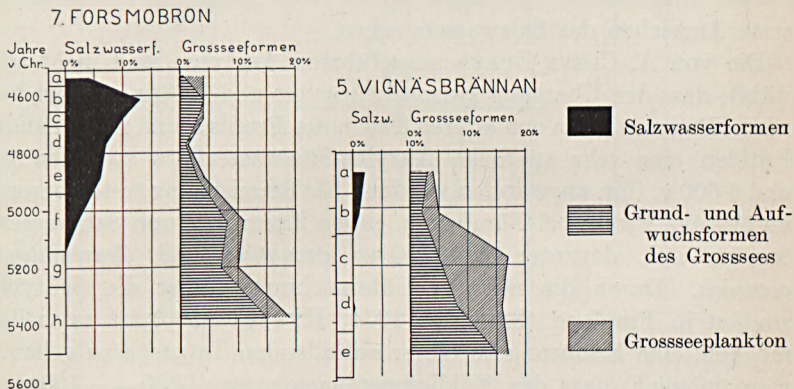


Fig. 6. Verteilung der Salzwasser- und Grosseediatoméen in den Profilen 5 und 7, in Prozenten aller gefundenen Diatoméen ausgedrückt. Probebezeichnungen wie im Diatoméenverzeichnis.

Litorinazeit ist durch die beiden älteren Proben im Profil 2, durch eine nicht publizierte Analyse aus etwa 3 500 v. Chr. und durch die von A. CLEVE-EULER analysierten Profile belegt. Die jüngste Probe 2a zeigt, wie weit die Aussüßung in der Nähe der Flussmündung sich strecken kann. Das Wasser scheint im Fjord nie so salzig gewesen zu sein, dass *Rhabdonema* und *Grammatophora* auftreten konnten. In den älteren Teilen der Profile 5, 6 und 7 konnte ich wegen des ausserordentlichen spärlichen Vorkommens der Diatoméen keine Analysen ausführen. Im Profil 6 konnte nur gezeigt werden, dass der Beginn des Litorinameeres vor 4 800 v. Chr. liegen musste. In den Profilen 5 und 7 fangen die Salzwasserformen gleichzeitig um 5 100—5 000 v. Chr. an, regelmässig aufzutreten, was graphisch in Fig. 6 dargestellt ist. Das vereinzelte Exemplar von *Diploneis Smithii* in 5d könnte aus Yoldiaablagerungen stammen. A. CLEVE-EULER hat nämlich in älteren Anzylusproben einige Exemplare von Salzwasserdiatoméen gefunden, die sich bezeichnenderweise in proximal gebildeten Proben häufen, wo

in erster Linie mit dem Flusse angeschwemmte Diatoméen erwartet werden können. Bemerkenswert ist, dass das Auftreten der Salzwasserformen um 5 000 v. Chr. sehr plötzlich ist: die erste Form ist die ausgesprochen salzfordernde *Diploneis Smithii*. Kein *Mastogloia*-Stadium ist angetroffen worden; dieses könnte wegen der Aussüßung hier nicht ausgebildet sein. Die Frequenz der Salzwasserformen steigt erst sprungweise, dann langsam an, und das Maximum der Halinität scheint erst nach mehreren Jahrhunderten erreicht worden zu sein. Die Aussüßung in 7a stammt offenbar vom Fluss. Die Anzylusformen fallen um 5 000 v. Chr. ab. Vielleicht kann man doch in den etwa 300 Jahre früher eintretenden kräftigen Abfall von *Gyrosigma attenuatum* das erste Anzeichen des Salzwassers sehen.

Die von A. CLEVE-EULER ausgeführten Analysen sind nicht so gewählt, dass der Übergang zwischen Anzylus und Litorina scharf belegt wird. Dagegen ist in den älteren Teilen des Profils 5 und in drei anderen Profilen eine sehr spärliche Anzylus-Süßwasserflora zwischen 5 300 und 6 600 v. Chr. angetroffen worden. Als Beimischung treten besonders im ältesten Profil, bei Nämforsen, einige Exemplare von Salzwasserdiatoméen auf, darunter *Rhabdonema arcuatum* und *Grammatophora oceanica*. Durch die neueren Untersuchungen über die Spätyoldiastadien in Finnland (SAURAMO 1934, HYYPPÄ 1936) ist es vielleicht möglich, eine Erklärung zu dieser auffallenden Tatsache zu geben. Es wäre möglich, dass das Yoldiameer nach etwa —200— —100 in der Zeitskala DE GEERS, als das Gebiet oberhalb Nämforsens vom Eise freigelegt wurde, Salzwassersedimente abgelagert hat, aus denen die angetroffenen Salzwasserformen stammen können.

Die Ergebnisse der Diatoméenanalyse können kurz zusammengefasst werden: 1. Ein Yoldiastadium (in erweitertem Sinne) wird möglicherweise angedeutet. 2. Das Eindringen des Salzwassers nach der ängermanländischen Küste am Beginn der Litorinazeit geschah frühestens um 5 400 v. Chr., aller Wahrscheinlichkeit nach aber erst um 5 100—5 000 v. Chr. 3. Das Halinitätsmaximum des Litorinameeres scheint erst mehrere Jahrhunderte nach dem Umschlag erreicht zu werden. Der Umschlag um 5 000 v. Chr. entspricht nach der Strandverschiebungskurve LIDÉNS einer Strandhöhe von rund 120 m.

Um ein Gesamtbild der postglazialen Entwicklung zu erhalten, habe ich aus den durch dichte Proben am besten belegten Stücke der Pollendiagramme ein Generaldiagramm zusammengestellt, Fig. 7. Die verschiedenen Diagrammstücke gehen, wie aus einem Vergleich mit den vollständigen Diagrammen Fig. 2—5 hervorgeht, ohne Sprünge ineinander über. Der Normaltypus des mittelnorrländischen Pollendiagrammes, den VON POST (1930) und BOOBERG (1930) beschrieben haben,

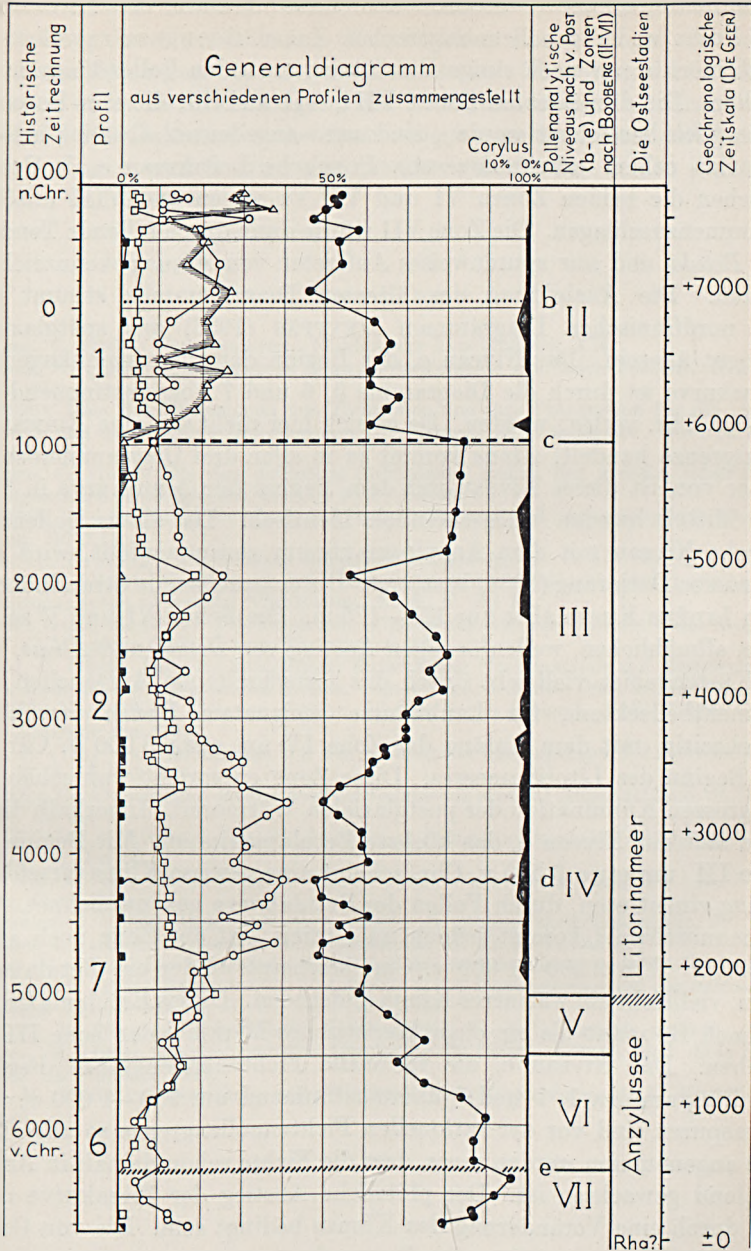


Fig. 7. Zusammenfassung der Ergebnisse der Pollen- und Diatoméenanalyse.

kann leicht erkannt werden. Ich habe deshalb die Leitniveaus von POSTS und die pollenanalytischen Zonen BOOBERGS zugefügt.

Ich möchte nur noch einige Bemerkungen zu den Pollendiagrammen machen. Die drei ältesten Zonen VIII, VII und VI, die von BOOBERG als fraglich bezeichnet werden, sind zwar angedeutet, aber ich schlage vor, das scharf erkennbare von POST'sche Leitniveau e als Grenze zwischen die beiden Zonen VI und VII zu setzen und VIII mit VII zusammenzuschlagen. Die Zone VII würde dann durch fallende Tendenz von *Betula* und nur spurenweises Auftreten von *Alnus* gekennzeichnet werden. Die Ausbildung des ältesten Diagrammteils stimmt mit den nordfinnischen Diagrammen HYYPÄS (1936) aus spätglazialer Zeit gut überein. Das Niveau e, der Beginn der zusammenhängenden Alnuskurve ist durch die Diagramme 5, 6 und 7 übereinstimmend auf 6 350 v. Chr. verlegt worden. Da es sich hier nicht um eine Einwanderungsgrenze handelt, *Alnus* kommt ja in allen drei Diagrammen schon früher vor, ist dieses Niveau mit dem Beginn der Alnuskurve in Süd- und Mittelschweden wahrscheinlich identisch. Da dieses pollenanalytische Niveau mit dem Anzylusmaximum zusammenfällt, wird also SAURAMOS Datierung (1934) bestätigt. Die entsprechende Strandhöhe ist nach LIDÉNS Kurve aber nur 170—175 m. Die Zonen VI und V zeigen einen allmählichen, wellenförmigen Anstieg von *Betula* und *Alnus*, hier im Küstengebiet vielleicht durch das fortschreitende Auftauchen von sedimentbedecktem, für Laubbäume geeignetem Boden verschärft. Gleichzeitig mit dem Anfang der Zone IV um etwa 5 000 v. Chr. ist der Beginn des Litorinameeres. Diese Zone entspricht wahrscheinlich der grossen Kulmination der postglazialen Wärmezeit. Innerhalb dieser Zone fällt das Niveau d, das höchste *Betulamaximum*. Mit Beginn der Zone III um etwa 3 500 v. Chr. scheint eine gewisse Klimaverschlechterung einzutreten, durch Fallen der *Betulakurve* gekennzeichnet. Der Eichenmischwald kommt jedoch im älteren Teil der Zone noch allgemein vor. Um 2 200—1 900 v. Chr. erscheint wieder ein *Betulamaximum*, vielleicht ein wärmeres Klima andeutend. Dieses *Betulamaximum* ist nach BOOBERG als ein charakteristisches Merkmal der Zone III anzusehen. Das Niveau c, die rationelle Fichtenpollengrenze, liegt in den Diagrammen 1, 2 und 3 übereinstimmend um 950—1 000 v. Chr. Piceaspuren sind vor der rationellen Fichtenpollengrenze so allgemein, dass angenommen werden muss, dass die Fichte schon damals in Ångermanland gewachsen ist. Der plötzliche Anstieg der Piceakurve muss also durch eine Veränderung des Klimas bedingt sein. Die von GRANLUND (1932) in die Mitte des Bronzealters gelegte mittelschwedische rationelle Fichtenpollengrenze würde unter Verwendung von NILS ÅBERGS archäologischer Chronologie (1935) dieselbe Datierung (1 000

v. Chr.) erhalten. Da dieser heftige Umschlag in der waldgeschichtlichen Entwicklung im norrländischen Küstengebiet kaum jünger sein kann als in der Mälargegend, scheint MONTELIUS' Chronologie in diesem Fall auch unter Berücksichtigung der Unsicherheit der Geochronologie eine 100—200 Jahre zu hohe Datierung zu geben. Von den beiden *Piceamaxima* a und b wird nur das ältere durch den beiden jüngsten Profile 1 und 2 belegt.

L i t e r a t u r.

- BOOBERG, G. (1930): Gisselåmyren. Norrländskt handbibliotek XII.
- BRANDER, G. (1935): Die baltische Diatoméensuccession des Bålen-Beckens, G. F. F. Bd 57.
- , (1936): Über das Einsammeln von Erdproben und ihre Präparation für die qualitative und quantitative Diatoméenanalyse. *Compt. rend. de la Soc. Géol. de Finlande*. IX.
- DE GEER, G. (1924): Om den definitiva förbindelsen mellan den svenska tidsskalans senglaciala och postglaciala del. G. F. F. Bd 46.
- , (1930): The finiglacial subepoch in Sweden, Finland and the new world. *Geogr. Ann.* Bd XII.
- GRANLUND, E. (1932): De svenska högmossarnas geologi. S. G. U. Ser. C n:o 373.
- HALDEN, B. (1929): Kvartärgeologiska diatomacéstudier belysande den postglaciala transgressionen å svenska Västkusten. G. F. F. Bd 51.
- HULT-DE GEER, E. (1936): Teleconnection of geochronology and historic time. Report of XVI Intern. Geol. Congr. Washington 1933.
- HYYPÄ, E. (1936): Über die spätglaziale Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. *Compt. rend. de la Soc. Géol. de Finlande*. IX.
- , (1937): Post Glacial Changes of Shore Line in South Finland. *Bull. Comm. Géol. de Finlande* n:o 120.
- LIDÉN, R. (1911): Isafsmältningen och den postglaciala landhöjningen i Ångermanland. G. F. F. Bd 33.
- , (1913): Geokronologiska studier över det finiglaciala skedet i Ångermanland. S. G. U. Ser. Ca n:o 9.
- , (1938): Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ångermanland. G. F. F. Bd 60.
- LUNDQVIST, G. och THOMASSON, H. (1924): Sjön Lekvattnet i Värmland. S. G. U. Ser. C nr 323.
- MALMSTRÖM, C. (1923): Degerö stormyr. *Medd. fr. statens skogsförsöksanst.* 20.
- VON POST, L. (1930): Norrländska torvmossestudier II. G. F. F. Bd 52.
- POTONÉ, H. (1910): Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt.
- SANDEGREN, R. (1924): Ragundasjöns postglaciala utvecklingshistoria enligt den subfossila florans vittnesbörd. S. G. U. Ser. Ca n:o 12.
- , (1927): Beskrivning till kartbladet Valdemarsvik. S. G. U. Ser. Aa n:o 158.
- SAURAMO, M. (1934): Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. *Compt. rend. de la Soc. Géol. de Finlande* VIII.
- ÅBERG, N. (1935): Bronzezeitliche und früheisenzeitliche Chronologie, V. K. Vitterhetsakad.

About the relation between the distribution field of the relative width of the particles and the genesis of the sediment.

By

TOR H. HAGERMAN.

(M. S. received April 29th, 1938.)

To discover the degree of uniformity of structure of the sedimentary earth crust is an accomplishment of fundamental importance in geological science. In a lecture in March, 1938, at the Geological Society of Stockholm, GERARD DE GEER reported his discovery of the »micro-distal varves» in the glacial sediments, and showed that the same relation existing in macroscopic thickness variations of glaciogene clay also exists in the microscopic ultra-distal layers of the same age. This discovery denotes a new conquest in the above mentioned problem and further proves that the glacial sediments, also, have a very wide regional extension and that there is a marked uniformity in the individual layers of such a sediment pack.

In my earlier works¹ I have shown that uniformity in the variation of grain sizes is to be observed in certain regional sandy sediments through the layers perpendicular to the plane of deposition and also that a correspondence exists between the distribution of the relative widths of the quartz grains in each granulometric horizon. The more we occupy ourselves with these problems, the greater our interest will be to get a clear conception of the interrelation of the distribution fields of relative width and the genesis of the sediments. In earlier investigations I have been able to define the relation between these fields and the conditions in the transporting current. To elucidate the genetical phenomena, it would be of a certain interest to be able to present some results of measurements relative to material the origin of which can be verified in some other way. I trust the results presented below may be of some value in this connection.

¹ T. HAGERMAN, Granulometric studies in Northern Argentine, *Geografiska Annaler*, Vol. 18, 1936, etc.

1. Artificially crushed quartz.

To ascertain which kinds of grain shapes will appear in a material exposed to crushing only, I have measured particles treated in a laboratory crusher at the Royal Institute of Technology in Stockholm. The results of these measurements are to be found in the graph of fig. 1 where, owing to the lack of space, the scale employed in the abscissa

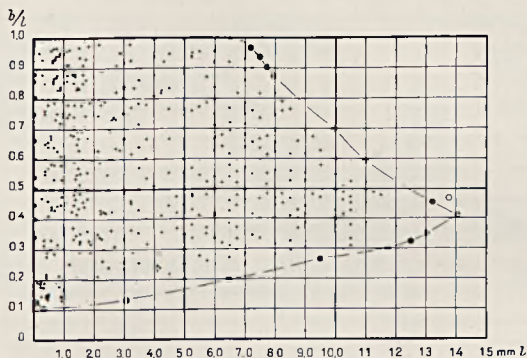


Fig. 1. Distribution of the relative width of artificially crushed quartz from Kolsva, Sweden. The length scale is here $\frac{1}{10}$ of that in the other diagrams.

is but one tenth of the usual one for diagrams of this kind. The particles obtained are extraordinarily elongated and we cannot expect to come across these extreme shapes in the nature. Generally we have to count with a certain effect of grinding of the natural detritus which is exposed to crushing. In sandstone belonging to the uppermost Tertiary of Northern Argentine — a quite proximal facies — I have found quartz grains of a very elongated shape, see diagram VII 128 Pt. 7 D op. cit.

2. Sediments separated by water current.

a. Proximal position.

Sample Sv $\frac{2}{2}$. Locality: Ulriksdal, northwest of Stockholm. The sample has been taken in a gravel quarry in the glaciofluvial «ose» at the northwest extremity of Norra Brunnsviken east of the highway between Frösunda and Övre Järva. The layer from which the sample is taken is an extra-mariginal sand belonging to the youngest annual glaciofluvial varves of this ose. The sample consists of quartz sand rich in feldspars. As seen from

fig. 2, the distribution field for the relative width of the grains keeps close to the ordinate and the line of equiaxial grains $b/l = 1$. In order to get a more complete diagram, I have included a certain quantity of feldspars, which I have indicated by the sign ". As seen from the graph, the grain size of the material attains about 2 mm; the right limit is rather badly defined and drops from the line $b/l = 1$ at an angle of about 45° . The lower limit of the distribution field is remarkable be-

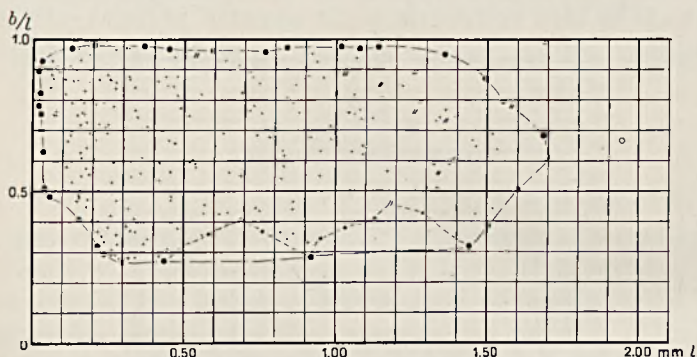


Fig. 2. Sample Sv $2/2$. Distribution of the relative width of grains. Glaciofluvial sand from Ulriksdal, Sweden.

cause of the three projecting »tongues» giving it a sierra like appearance. In spite of intense search it has not been possible to obtain any observations in the bays between the three tongues. A line tangentially drawn between the points of the tongues rises slowly from the left to the right. A similar diagram has been observed in a territory of Northern Argentine, viz., the Peña Colorada. It is found in plate 7 A op. cit. and denoted VIII 469 a. This field also is distinguished by 3 downreaching tongues ascending from the left to the right. In this case the sample is from a conglomeratic bottom layer in the second cycle of development of series (T). We are justified in regarding also this distribution field as typical for an ultraproximal water current sediment. As normal proximal forms we may consider the different types represented in plate 7 B in the said publication. The occurrence of these tongues at the lower limit may be taken as an indication of considerable variations in the potency of the current.

Sample K 130. Locality: Camp No 199 in Aq-bel-qum in Central Asia. This material belongs to the »meza-sediments» of fluvial sandstone from the young Tertiary and is collected by Dr. ERIK NORIN. To give a more concrete idea of the situation I quote below the description by NORIN of this sample, which also makes clear the genesis of the sample K 131:

»The principal features of the sand dune region of Aq-bel-qum in the Basin of Baghrash-köl, Central Asia, have been described by E. NORIN.^{1,2} The samples of sands were collected close to camp 199 at the most southern end of the sandy area. Here the fundament of the

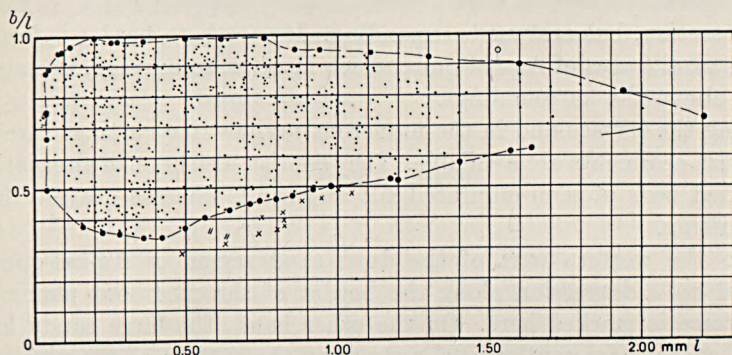


Fig. 3. Sample K 130. Distribution of the relative width of grains. Sand considered as fluviatile from Aq-bel-qum, Central Asia.

dunes consists of »meza-sediments», interstratified beds of greyish or cream-colored silt and semisolidified fine sand of which a thickness of a few metres is exposed in the stream-bed at the camp. The sandstone is of a very loose consistency; the silty beds are harder. On the bedding planes of the latter small crystals of gypsum are noticed. Gravelly beds occur very sparsely.

These »meza-sediments» are exposed over large areas of the piedmont plain along the southern border of the Bagrash Lake. The section fig. 4 shows the piedmont plain along a line in N—S between the beach of the lake and the foot of the range of Khara-teken-ula at camp 201.

It is seen from the section that within the first 6 km the gradient of the piedmont plain decreases from 50 : 1 000 to 8 : 1 000. The

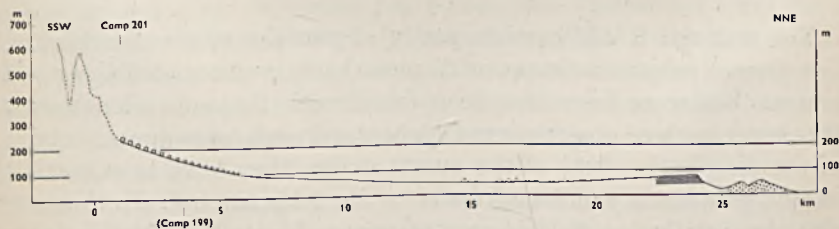


Fig. 4. Section across the piedmont plain of Khara-teken-ula, Aq-bel-qum, Central Asia. The position of camp 199 is $4\frac{1}{2}$ km NW of the section line. After E. NORIN.

¹ ERIK NORIN, »The Basin of Bagrash-köl». Geogr. Annaler 1931, pp. 183—196.

² —. »Geology of Western Quruq tagh.» Rep. Sino-Swed. Exp. III. 1. 1937, p. 12.

latter point also marks the limit of the spread of the piedmont gravel. Between km 13—16 the plain is practically level and its surface consists of hard silt. Further north the surface rises slowly, culminating in a terrace edge about 5 km S of the beach and rising 78 m above the lake. 27 m below the terrace edge extends a salty depression 1.5 km broad in the section, but eastwards expanding. Its northern border is formed by the sand dunes of Aq-bel-qum, which here, as an average, rise about 50 m above the surroundings.

Along the terrace and in the numerous ravines fine cuttings through the meza-sediments are available. They consist, also here, of alternating, stratified beds of semi-indurated silt and sand, whereas gravelly beds are missing.

Also the western part of the dune sand region of Aq-bel-qum is located to a depression along the border of the piedmont plain, but no terrace is marked here. On the other hand, the large sandy lobe, which extends far southwards, rests upon the surface of the piedmont plain.

Under such circumstances one may imagine that the dune sand largely may represent residual material of the eroded sediments of the meza-formation. Such a conclusion is supported by the great similarity between the dune sand and the fluvioigenous sand of the sandstone beds of the meza-formation and by the following observations in the above mentioned section between km 16 and 19.

Here scattered low lense-shaped outcrops of dune sand covered by spare scrub rise 1 to 5 m above the plain, which consists of hard silt. The longer axis of such an outcrop may vary between a few and a hundred metres, the shorter axis about half of this. It could be ascertained, that these sandy lenses represent local outcrops of a horizon of loose sandstone subjacent to the silt at a shallow depth. Thus, this sand has not been transported by the wind from the sandy area in the north or in west but is found here in *statu nascendi*.

The material K 130 consists partly of particles of a well indurated fine-grained white sandstone with remarkably well rounded elongated grains. Feldspars have also been found with the same elongations. Whenever in these observations feldspars and sandstones appear outside of the distribution field of the quartz grains, they have been marked in the graph, the sandstones by an x, the feldspars by". In this case also the distribution field is seen to approach closely to the ordinate and the line $b/l = 1$, although at the upper limit a slight deviation to the right is visible. The lower limit, which is seen to ascend from a rounded lobe at the left edge, is generally well defined, except for the cloud

of observations from sandstone and feldspar which are outside of this limit. In any case the lower limit does not include any grain shapes of the very elongated type represented in sample Sv 2/2. This justifies our conception of the material in sample K 130 as a product exposed to a long transport, resulting in more intensive downbreaking of the very elongated grains. NORIN presumes the principal source of this material to be certain Jurassic sandstones, which occur in the Baghrash Basin and in the Yuldus Valley.

b. Distal position.

Sample Ar 1. Locality: Atalaya. About 20 km east of the capital La Plata, Argentine. The sample is taken about 100 m from the shore out in the La Plata river. The material is composed of

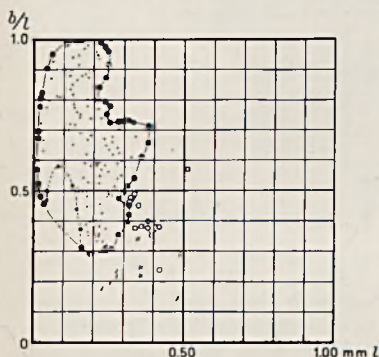


Fig. 5. Sample Ar 1. Distribution of the relative width of grains. Distal fluvialite sand from Atalaya, Rio de la Plata, Argentine.

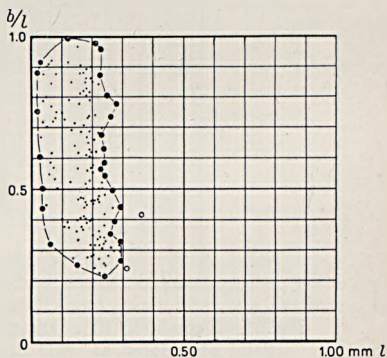


Fig. 6. Sample Ar 2. Distribution of the relative width of grains. Distal fluvialite sand from Olivos, Rio de la Plata, Argentine.

mica and feldspars, etc. The distribution field (fig. 5) touches the ordinate between 0.5 and 0.8 and partly $b/l = 1$. The left limit is very irregular and must be considered incomplete. Below the lower limit a lot of observations are found of mica and feldspars, of which especially the latter occur in very elongated shapes. Feldspars appear also in the same shapes as quartz, e. g., in observations inside the real distribution limits, but are not marked out there in consequence to my earlier work.

Sample Ar 2. Locality: Olivos, about 15 km northwest of the city of Buenos Aires. The sample is taken about 100 m from the shore out in the La Plata river and consists mainly of quartz.

As seen from fig. 6, the distribution field is rather similar to that of Ar 1.

3. Wind transported sediments.

The method of sampling is a very important factor in this kind of investigations and especially so when dealing with wind deposited, coarse-grained aggregates. The reason is that the diagram must be well limited and represent the conditions of sedimentation during a sufficiently short period of time. Unfortunately I have had no material available sampled especially for this purpose, but just the same I believe that the following measurement, K 131, will be worth presenting.

Sample K 131. Locality: near camp 199 in Aq-bel-qum in Central Asia (NORIN). The material of this sample also holds quartz par-

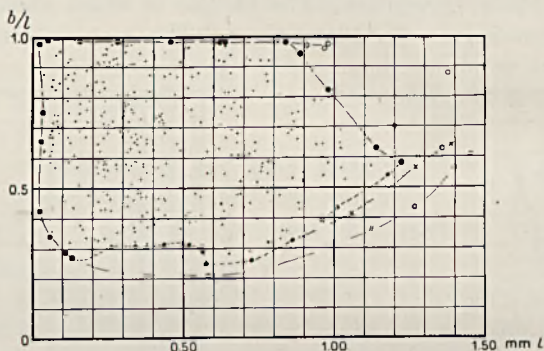


Fig. 7. Sample K 131. Distribution of the relative width of grains. Sand considered as wind deposited. Aq-bel-qum, Central Asia.

ticles among the coarser grains, marked in a special way. The distribution field keeps close to the ordinate and to the line $b/l = 1$ up to the value of $l = 1$. Only very few grains are observed to the right of this line. The lower limit, rather diffuse, drops very soon as a curviformed lobe until about $l = 0.65$. Thus we have here a rather coarse-grained material with elongated particles, and this fact together with an indication of convexity constitutes the fundamental difference between these samples and the one described above: K 130. Sample K 131 is probably not from one unique layer and therefore not so well separated due to the above circumstances, but I am certain that it is representative of a general type of diagram from wind deposited sand.

One reason why such a lower limit is to be considered an important feature of wind deposited sediment is afforded by the probable origin of the U-formation in Northern Argentine and Bolivia. Its very varying thickness, its sporadic occurrence but nevertheless very regional extension seem to me to class it among typical eolian deposits. Conse-

quently, the prototype of eolian sediment would be that represented by diagram VIII 224 fig 37 p. 189 op. cit. This would further afford a plausible explanation of the fact that this sediment appears as an interfering material in different horizons high up in the (T) formation.

4. Shore deposits.

These sediments are no genetically uniform products owing to the separation of the particles being effected by the agency of the wind as well as of the waves. I have had the opportunity of taking samples

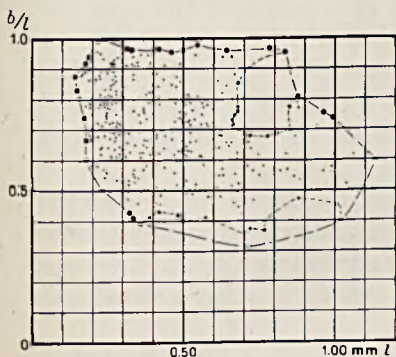


Fig. 8. Sample B 4. Distribution of the relative width of quartz grains. Wave separated shore sand from the Atlantic coast, Bahia, Brazil.

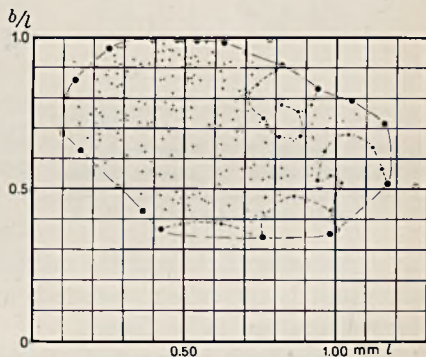


Fig. 9. Sample B 2. Distribution of the relative width of quartz grains. Wave separated shore sand from the Atlantic coast, Rio de Janeiro, Brazil.

from some Brazilian shore places and I think there is no doubt as to the origin of this sediment.

Sample B 4. Locality: At the light-house San Antonio south of the town of Bahia, Brazil. The sandy beach is very narrow, interrupted by small outcrops of dioritic rocks. The sample was taken just at the shore line.

As seen from the figure 8 the distribution field is wholly separated from the ordinate and touches the line $b/l = 1$ only to a small extent. Taking the details into consideration, the lower limit is the most characteristic one by its three points that together form a very ample lobe.

As the weathering in this tropical region is very intense, it may be considered sure that the quartz composing this sample originates from rocks in the neighbourhood.

Sample B 2. Locality: The Beach at Copacabana, Rio de Janeiro, Brazil. The sample is taken close to the shore-line. The sand is very rich in quartz.

From figure 9 can be seen that this diagram, as was to be expected, is in many ways similar to the one just described, viz., B 4. Even in this case the lower limit is the most significant one because of the general shape of an ample lobe.

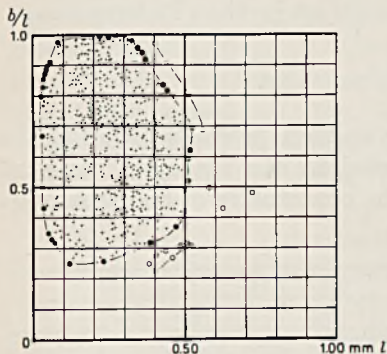


Fig. 10. Sample B 0. Distribution of the relative width of quartz grains. Probably wind separated sand from the Atlantic coast. Guarujá, Brazil.

This material also is a detritus from the rocks in the neighbourhood, probably emanating from the coarse-grained »Augen» gneiss predominating in this region.

Sample B 0. Locality: The beach of Guarujá at the coast east of the town of Santos, Brasil.

The sample is taken at the landside about 50 meters from the shoreline. It consists almost entirely of quartz grains.

From the figure 10 is seen that there is a fairly good contact between the distribution field and the ordinate and the line $b/l = 1$. The upper right limit is somewhat »facetted» and outside it a few isolated grain observations are to be found.

The lower limit is rounded. Outside it there is a little cloud of observations — rather a strange phenomenon.

The type of this diagram is that of the probably eolian sediment and there is nothing to prevent interpreting its origin in this manner.

Summary.

1) The ultra-proximal fluviatile sediments seem to be characterized by a distribution field with a serrated lower limit rising a little from the left to the right side of the diagram.

2) The semi-proximal fluviatile sediments seem to be characterized by a distribution field with a more or less rectilinear lower limit rising from the left to the right side of the diagram. Due to the nature of the current, concave or convex forms of this limit may occur. (Cf. op. cit.)

3) The fluviatile distal sediments are characterized by a distribution field with a curvilinear left limit and an irregular or incomplete right limit.

4) Eolian sediments show a distribution field with a pronouncedly convex lower limit and often with the whole right limit shaped in the same way.

5) The shore-wave separated row-detritus proceeding from weathered tropical rocks without any traces of a crushing transport, is characterized by a distribution field well removed from the ordinate, and, when analysed closer, showing a serrated lower limit. On the whole the points form a horizontal or somewhat convex line.

Notes on varved boulder-bearing mudstone in Eocambrian glacials in the mountains of Northern Sweden.

By

OSKAR KULLING.

(M. S. received April 29th, 1938.)

If the glacial origin of some sedimentary breccia is to be accepted as really proved, other evidence than a mere supposition based on a tillite-like appearance of the rock in question must be presented. Good indications of glacial origin are striated and faceted boulders in the tillitic rock, varved boulder-bearing mudstone and shale, and glacial striae on the substratum of the rock under debate.

As regards traces of the great Eocambrian Ice Age, faceted and striated boulders in its tillite-rocks are the commonest indications that they are of glacial origin. Striated bed rock beneath the tillite is found only in one place, viz. in the neighbourhood of the Varanger Fiord of Northern Norway, and varved shales or mudstones are met with in a few localities. The varves, however, are often of doubtful origin.

As I have shown in an earlier paper (5), most Eocambrian tillites were deposited in geosynclinal parts of the earth's crust, which already before the Eocambrian Ice Age were areas of subsidence. Most areas where old tillites are found must therefore be regarded as marginal, and peripheral to the land areas that were covered by ice in Eocambrian times.

Eocambrian tillite-rock in Sweden was first found in 1927 by the author. The locality of the tillite is situated S of Lake Malgomaj on the E border of the mountains of Swedish Lapland. But the glacial origin and age of the rock could not be proved at that time, because its tillite-like appearance was the only evidence, and because the tillite occurred only in the form of erratics. The rock, see fig. 1, was greyish black, with pebbles of grey granite and grey sparagmite. The dense matrix of the rock amounted to about 40 %, by volume, thus indicating a primary somewhat argillaceous moraine. According to determinations by Dr. G. ASSARSSON, the rock contains 0.52 % by weight of CO² and 0.17 % of C (graphite).

In 1928 I found some other tillite-like conglomerates in Swedish Lapland. One locality of such a conglomerate was situated SE of the Marsfjäll mountains. The tillite-like rocks there were of two types, light grey and violet-grey, and located at the base of a quartzite formation, the »Ström» quartzite.

In the summers of 1929 and 1931 I took part in expeditions to East Greenland and to Spitsbergen and North-East Land. In East Green-

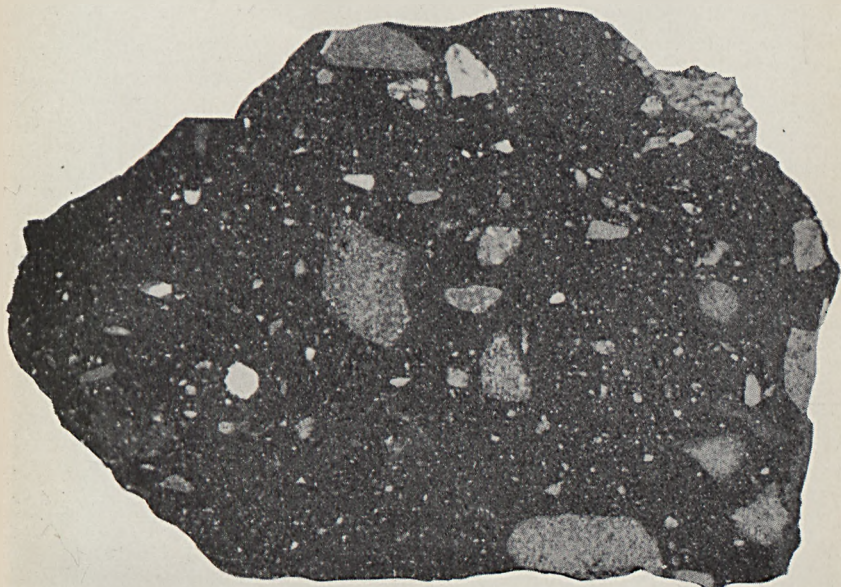


Fig. 1. Greyish black tillite with plane-ground surface. Most of the pebbles are grey sparagmite. Erratic from the neighbourhood of Djupdal village, S of Lake Malgomaj, Swedish Lapland. $\times 0.9$.

land I discovered tillites at Cape Oswald on Ella island and in some other localities in the East Greenland Fiord district (3). In North-East Land tillites were found on the W coast, and I named the rock formation the »Sveanor» (5) tillite. Both the Cape Oswald tillite and the Sveanor tillite carry a great many striated and faceted boulders, and were situated in a conformable sequence of sedimentary rocks underneath fossiliferous Cambrian strata.

When I resumed my field investigations in Swedish Lapland in 1933, I paid special attention to the clastics in the E part of the Caledonian mountain folding zone, hoping in particular to find a verified tillite among them, a tillite with striated and faceted boulders, as in the Arctic.

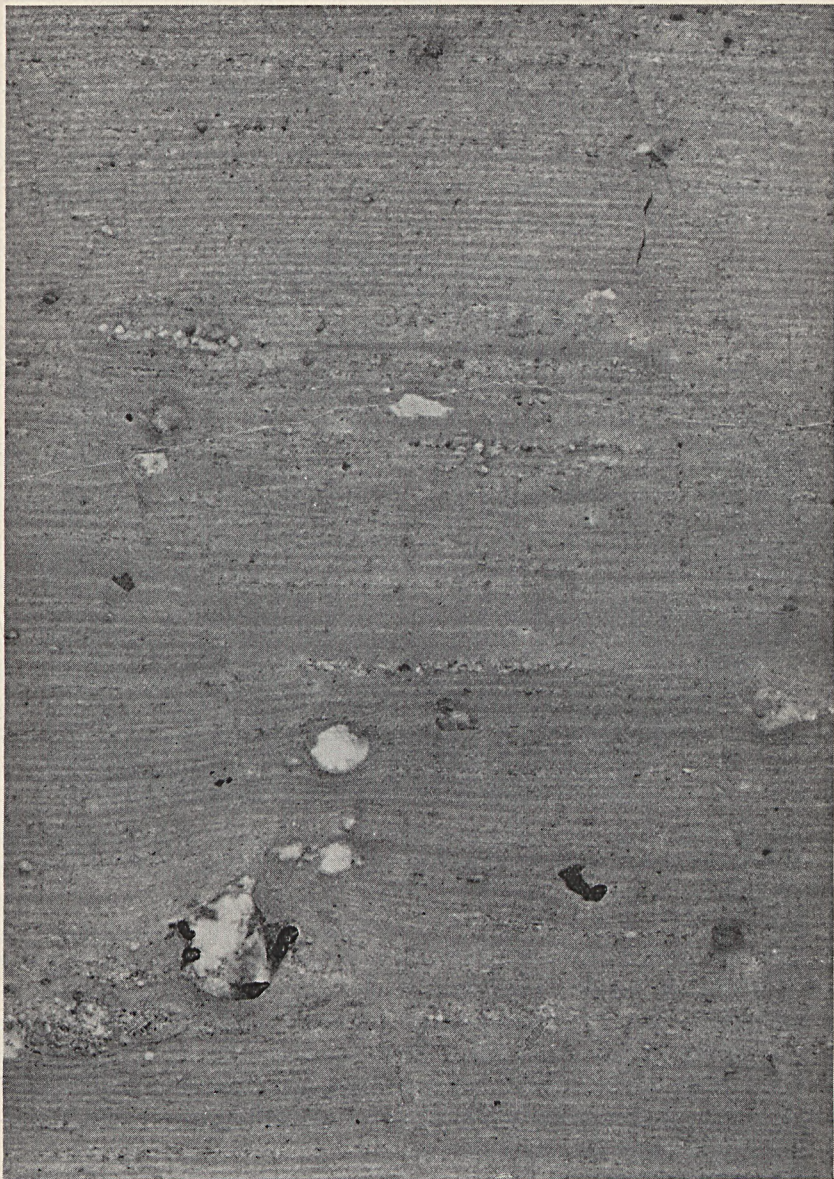


Fig. 2. Fine-varved greyish violet mudstone with erratic pebbles. From Långmarkberg in the N part of Jämtland, at the boundary between Jämtland and Ångermanland. Plane ground surface. $\times 1.8$.

In 1934 I rendered a preliminary report (4) on my observations, in which I stated that the Sparagmite Formation in Lapland must be of Eocambrian age. In another paper (5) I discussed the conglomeratic rocks in the uppermost part of the sparagmitic series, and suggested that the stratigraphic position of the coarse clastics was on the whole fairly analogous to that of the tillite-like conglomerate in the Mjösen district in Norway and of the above mentioned tillites in East Greenland and North-East Land.

S of Lapland, in Ångermanland, a tillite-like conglomerate was soon reported (1), in all respects identical with my above-mentioned find in Lapland in 1927. But it was still necessary to produce more real evidence of the tillitic origin of the debated rock types, such as faceted boulders and varved boulder-bearing shales in close connection with them.

In 1936 and 1937 I fortunately discovered really glacial characters in these rocks in Lapland and Jämtland. After the best locality of such tillite, on the boundary of Jämtland and Ångermanland, I have named these glacial beds the *Långmarkberg formation*. In this type locality the rocks varied from varved shales to mudstones with erratics (see fig. 2) and non-stratified tillites with faceted boulders. The erratics in the glacial mud sometimes occur in great numbers, sometimes only sparingly. The Långmarkberg tillite is very rich in mud in all known localities. This circumstance, together with the occurrence of varved shales, points to a submarine (or sublacustrine) character of the glacial beds. The most wide-spread — dark — type of tillite, also contains a small percentage of graphite.

The block material in the different types of the Långmarkberg formation demonstrates that at different times the erratics have been derived from very varying sources. It would be a tempting task to follow the Långmarkberg tillites southwards and northwards from the known localities in Lapland, Jämtland and Ångermanland, and to study the extension of the different tillite-types and the changes from place to place in the block material of the glacial rocks. In this way, I think, a wider knowledge could gradually be obtained, not only of the regional distribution of the Eocambrian tillites in Scandinavia, but also of the situation and extent of the glaciated districts as indicated by the block material in the tillites. The solution of this problem is of fundamental importance to our understanding of the paleogeography and stability-conditions of the Fennoscandian shield at the beginning of the Paleozoic era.

Comparing the fine-varved glacial mudstone in fig. 2 with varved clay of Quaternary age from Sweden, one must say that the latter is generally poorer in erratics than the Långmarkberg mudstone. Locally, however, for instance in the Upsala—Gävle region, there are some types of glacial clay, rather rich in erratics. In fig. 3 such a fine-varved clay is seen. It is from the neighbourhood of Gävle and has been placed at my disposal by Dr. R. SANDEGREN. As described by J. P. GUSTAFSSON, there is another type of glacial clay from the same district,

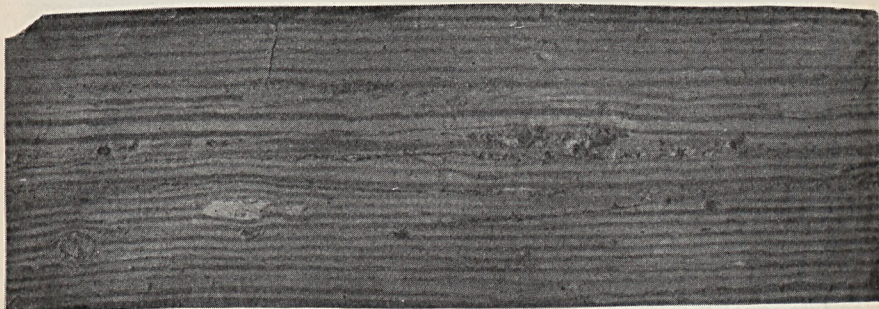


Fig. 3. Quarternary varved clay with erratics. From Gammelstilla in the parish of Torsåker. Nat. size.

with the erratic material appearing in lenticular spots. The latter are to a large extent built up of boulder-clay and weathered Ordovician limestone (2). This »spotted» glacial clay is, however, indistinctly varved. After a lecture on Eocambrian varved shale given by the author at the University of Stockholm, professor L. VON POST pointed out the similarity between this »spotted» glacial clay and the specimens of Eocambrian glacial mudstone described above.

Geological Survey of Sweden, Stockholm.

Bibliography.

1. ASKLUND, B. och THORSLUND, P.: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 382. Stockholm 1935.
2. GUSTAFSSON, J. P.: Über die Grenzlayer des spätglazialen Bändertons in der Gegend von Upsala. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. 6. Upsala 1905.
3. KULLING, O.: Stratigraphic studies of the Geology of Northeast Greenland. Medd. om Grönland. Bd 74. København 1930.
4. —, Något om åldersförhållandena inom Lapplandsfjällens östra randområde. Geol. Fören. Förh. Bd 56. Stockholm 1934.
5. —, The »Hecla Hoek Formation» round Hinlopenstredet. Geografiska Annaler 1934. Stockholm.

Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ångermanland.

Av

RAGNAR LIDÉN.

(Manusk. inkommet ²⁹/₅ 1938.)

Den intensiva kvartärgeologiska forskning, som under senare årtionden bedrivits i Norden har i huvuddrag klarlagt det inom skilda områden olikformiga förloppet av den senkvartära strandförskjutningen vid de Nordiska ländernas kuster. Fastställandet av de olika strandnivåernas synkronitet har tidigare varit grundat i huvudsak på havsfaunans förändring under de senkvartära skedena. Genom senare tillkomna nya arbetsmetoder och särskilt tack vare den pollenanalytiska metoden har möjlighet erhållits för säkrare och mer tillskräpta bestämningar av strandförskjutningens utvecklingsföljd och strandnivåernas ekvivalens på skilda orter. Genom kombination av medelst dessa metoder vunna resultat med historiska och arkeologiska data har förloppet av strandförskjutningarna även sökt inordnas i en verklig tideräkning, varvid viss säkerhet kunnat erhållas, åtminstone för senkvartärens yngsta skede. Tidsbestämningar erhållna medelst dessa metoder för de förhistoriska skedena få emellertid i många fall anses relativt osäkra, särskilt för neolittiden och äldre perioder. De i den kvartärgeologiska litteraturen under senare år angivna tidsskalor, som erhållits med nämnda metodik, och vilka söka återge en verklig tideräkning för de senkvartära perioderna, vidlädas därför av viss villkorlighet och uppskattning.

Möjlighet att erhålla exakt geologisk tideräkning erhöles först genom den av G. DE GEER utarbetade, på årsvarviga sediment grundade geokronologiska metoden. Medelst denna metod har en första exakt tideräkning fastställts för en period i jordens utvecklingshistoria, nämligen den av DE GEER utarbetade tidsskalan för de två sista senglaciala skedena, vilken omfattar en sammanhängande tidrymd av c:a 10 000 år, den s. k. svenska tidsskalan, vilken utarbetats på grundval av den årsvarviga glaciala leran.

I fältarbetena för DE GEERS vittomfattande geokronologiska undersökningar över den kvartära istiden har jag haft den stora förmånen få

medverka vid flera tillfällen och i skilda trakter. Redan tidigt under dessa arbeten fästes min uppmärksamhet vid de Norrländska älvdalssedimenten, vilkas skiktade uppbyggnad mycket liknade den glaciala lerans årsvarviga lagring, och det syntes mig därför sannolikt att den geokronologiska metoden även skulle kunna tillämpas på denna formation.

Älvdalssediment hava de mäktiga avlagringar av sand, mjåla och lera blivit kallade, vilka utgöra den topografiskt mest framträdande kvartärgeologiska bildningen i de norrländska kustlandskapens ådalar. Dessa sediment förekomma i dalgångarna längs älvarna från deras mynningar i havet upp till den punkt, vid vilken Bottniska vikens högsta strandgräns (B. G.) träffar älvytan, där de med ens upphöra. De förekomma som terrasser och långsträckta sedimentplåter utmed vattendragen, mot vilka de bilda ända till över 50 m höga strandbrinkar, och förläna genom sin fysiografiskt månggestaltade utformning åt ådalarna nedom B. G. en säregen landskapsnatur. De jämna sedimentytor, som äro utmärkande för älvdalssedimentens terrassplåter, äro ofta de ursprungliga, till vilka dessa blivit uppbyggda, och, där så är fallet, låta terrassyterna infoga sig i ett lutande plan, som med början vid den höjd inne i dalgången, där B. G. träffar älvytan, följer dalgångens allmänna lutning till älvens mynning, där sedimenten dyka ned under havsytan och övergå i den utanför mynningen pågående deltaavlagringen. Av detta förhållande framgår att sedimentterrasserna äro erosionsrester av vattendragens över havet höjda delta-bildningar.

Vid en orienterande undersökning år 1906 i Ångermanälvens dalgång, i vilken älvdalssedimenten torde finnas bäst utbildade, kunde jag fastställa att terrassernas deltsediment uppbyggas av verkliga årsvarv samt att identifiering av på skilda lokaler samtidigt avsatta årsvarv kunde erhållas medelst diagram över varvens mäktighet i uppmätta varvprofiler. Därmed blev således klarlagt, att den geokronologiska metoden kunde tillämpas för utredning om dessa sediments tillkomst.

Sedermera har jag genomfört en systematisk geokronologisk undersökning av älvdalssedimenten i Ångermanälvens dalgång. Jag är största tack skyldig professor DE GEER för hans ständigt visade intresse för mitt geokronologiska arbete och för de genom hans förmedling erhållna ekonomiska bidrag, som för mig möjliggjort denna undersöknings genomförande.

Ångermanälven med dess biälvar utgör Norrlands största flodsystem. Den utmynnar vid Nyland, varifrån en 4 mil lång fjärd vidtager ut till havet. På älvsträckan nedanför Sollefteå har älvytan ringa höjd

över havet. På grund av landets djupa nedsänkning vid inlandsisens avsmältning inträngde från Bottniska viken, allt efter som iskanten vek undan inåt landet, en vitt förgrenad fjord upp genom älvens dal-system. Den forna fjorden nådde i Ångermanälvens dalgång upp till Kortingselet ovanför Junsele, i Fjällsjöälvens till Bodum och i Faxälvens till Flyn ovanför Ramsele, upp till vilka punkter således älvdals-sediment förekomma. I samband med fjordens inträngande i landskapet utbildades högsta strandgränsen, B. G., som i Ångermanlands kust-trakter anträffas vid c:a 280 m ö. h. och inåt landet sänker sig till c:a 230 m ö. h. vid den forna fjordens inre delar.

Älvdalssedimenten bestå av en undre glacial avdelning, glacial varvig lera, som bildades av slam från glaciärälvarna under isens avsmältning, samt en övre postglacial avdelning, vilken därefter utbildades av slam, som utfördes till den forna fjorden och avsattes som deltasediment av den efter isens försvinnande fria älven. Genom den landhöjning, som ägt rum efter istiden, försköts älvmyningen och utbyggdes deltasediment successivt utför dalgången från B. G. ned till den nuvarande älvmyningen. Älvdalssedimentens glaciala och postglaciala avdelningar utgöra således en kontinuerlig avlagringsföljd, som är årsvarvigt uppbyggd och fullständigt återger landskapets geografiska och kvartärgeologiska utveckling från den tidpunkt, då inlandsisen började avsmälta från trakten, fram till innevarande tid. Vid min undersökning har på ett flertal olika lokaler, fördelade längs hela dalgången, utförts varvuppmätningar genom sedimentseriens båda avdelningar. Årsvarvens inbördes relativa tjocklek är mycket regelbunden inom hela sedimentationsområdet. Tack vare detta förhållande har säker identifiering av årsvarven vid de olika lokalerna kunnat utföras och en sammanhängande årsvarvräkning för hela sedimentseriens tillkomst erhållits. Avsmältningsskedet i Ångermanland har av G. DE GEER år 1924 kronologiskt sammanknutits med den svenska tidskalan, vilken således genom min undersökning blir utsträckt fram till nutiden. (1.)

Den glaciala leran registrerar genom bottenvarvet vid varje lokal iskantens successiva tillbakaryckning genom det forna fjordområdet. Då iskanten passerat den forna fjordens inre del, uppstod den fria älven under successiv förlängning uppåt dalgångens supraakvatiska del, allt efter som landisen vek undan till fjälltrakterna. Av älvens medförda slam började då omedelbart å fjordbotten framför älvmyningen ett delta uppstå, vilket under älvmyningens förskjutning genom landhöjningen till lägre och lägre nivåer successivt utbyggdes genom dalgången ned till älvens nuvarande mynningsplats. Allt efter som sedimenten höjdes över vattenytan, genomskuros de av älven och till-

rinnande åar och bäckar, så att av desamma nu återstå endast rester i form av terrasser och sedimentplataer omkring älvfåran. Årsvarven i älvens deltasediment börja vid sedimentytan, den ursprungliga deltatytan, från vilken de stupa ned under varandra i älvens nedströmsriktning. Ju längre nedåt älvdalen en deltaterass är belägen, av ju större antal årsvarv är den således uppbyggd. I samband med varvuppmätningarna har även avvägning utförts för sedimentytans höjdnivå. Vid varje undersökt lokal, där ursprunglig deltatyta är bevarad, registrerar ytvarvet kronologiskt älvmyningens läge vid platsen. Genom undersökningen har älvmyningens successiva förskjutning utför dalgången kunnat kronologiskt fastställas och därmed även förloppet av Bottniska vikens strandförskjutning i Ångermanland.

De glaciala och de postglaciala årsvarven hava olika utseende. Så länge isälvsslam tillfördes den fria älven under isens avsmältning inom älvdalens supraakvatiska del, erhöles årsvarven glacial sedimenthabitus. Hela isavsmältningsskedet inom Ångermanälvens flodområde har därigenom kunnat fastställas.

För isavsmältningsskedets geokronologi i Ångermanland har jag redogjort i en år 1913 utkommen avhandling (2). I föreliggande uppsats skall lämnas endast en kort sammanfattning av de geokronologiska data, som erhållits av den utförda undersökningen för belysande av strandförskjutningens förlopp i Ångermanland under det senkvartära skedet.

Isavsmältningsskedet omfattar c:a 750 år. För iskantens recession från nuvarande kusten upp till den forna fjordens inre del åtgick omkring 425 år. Landet befann sig under isens avsmältning i mycket hastig höjning. Lutningen inåt dalgången av högsta strandlinjen, som successivt utbildades under isens tillbakaryckning, erhåller därigenom sin förklaring. På grund av landhöjningen hann älvmyningens under de omkring 325 år, då isen avsmälte från det supraakvatiska området, förskjuta sig lång sträcka utför dalgången, och vid avsmältningsskedets slut utmynnade älven vid Gårelehöjden, där strandnivån då låg vid höjden 194 m. Älvdalssedimenten i dalgångens övre del ned till denna punkt tillhöra sålunda sedimentens glaciala avdelning.

I älvdalssedimentens postglaciala avdelning har varvuppmätning genomförts vid ett stort antal olika lokaler, av vilka här endast 12 skola beröras, vid vilka varvuppmätningen kunnat genomföras upp till resp. lokalers deltatyta. Sedan mätningsskalerna anknutits sinsemellan efter identifiering av de gemensamma årsvarvsserierna och varvuppmätningarna sålunda kunnat hopfogas till en sammanhängande årsvarvserie, numrerades varven kronologiskt i fortlöpande följd. Därigenom bildades för denna undersökning en tidkala, vars början, år 1, mot-

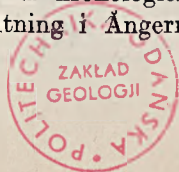
svarar avsättningen av det första postglaciala årsvarvet. För bestämning av strandnivåns läge, då ytvarvet, d. v. s. deltaplanet, vid resp. lokaler bildades, måste givetvis till sedimentplanets höjdnivå tilläggas det vattendjup, vid vilket deltaplanet utbildades. Att döma av djupförhållandena vid Ångermanälvens mynning torde deltaytan ej kunna vara bildad vid större djup än 5 m. Med ledning härav och av ytvarvens byggnad, som för olika lokaler ange bildning på djupare eller grundare vatten, har jag för deltaytans bildning vid de olika lokalerna uppskattat vattendjupet, varierande mellan 2 och 5 m. Denna uppskattning torde icke i nämnvärd grad inverka på de resultat, som av undersökningen erhållits över förloppet av strandförskjutningen.

I nedanstående tabell äro för nämnda 12 lokaler angivet ytvarvens kronologiska nummer i den använda tidsskalan, deltaytans höjdläge och den motsvarande strandnivån.

L o k a l	Ytvarvets kronologiska nummer.	Deltaytans höjd m över havet.	Strandnivåns läge vid yt- varvets av- sättning m över havet
1. Nämforsen	895	133.9	138.9
2. Myre	2098	100.1	104.1
3. Forsmobron	2671	85.4	90.4
4. Sand, Ed socken	3126	75.2	80.2
5. Ön, » »	3304	72.2	76.2
6. Risövikén, Sollefteå	4485	49.4	54.4
7. Nyland, Multrä s:n	4745	46.1	51.1
8. Färjstället, Multrä s:n	4921	45.2	48.2
9. Sägån	5431	37.7	40.7
10. Björkä bruk	6474	23.3	26.3
11. Undrom	7060	15.0	18.0
12. Prästmon	7522	10.2	12.2

På sträckan mellan Prästmon och älvmyningen äro på grund av sedimentens ringa upplyftning även älvytan (havet) de för direkt uppmätning i älvbrinkarna åtkomliga varvserierna helt korta och för varvidentifiering otillräckliga. Erforderligt material för uppmätning och sammanräkning av de efter Prästmon-lokalen tillkomna årsvarven i sedimentserien, av vilka de sist avsatta ligga helt under havsytan framför älvmyningen, kan anskaffas endast genom jordborrningar. Utförande av sådana borrningar för upptagande av provserier till erforderligt djup i lagerserien är med nutida borrningsteknik genomförbart, men skulle givetvis kräva icke oväsentliga kostnader.

Av de vid min undersökning utförda årsvarvsmätningarna i älvdals-sedimenten har sålunda den postglaciala kronologien framförts till 7 522 år efter sista isrestens bortsmältning i Ångermanälvens flod-



område eller fram till den tidpunkt, då älvmyningen genom landets höjning var förskjuten ned till Prästmon och strandnivån låg 12.2 m högre än nu. Den erhållna tidskalan har jag sökt anknyta till nuvarande tid (år 1900) på följande sätt.

Prästmon-lokalens deltaterrass har mot älven brant erosionsbrink och är skild från högra älvsidans sedimentplatå i övrigt av en bred, flack dalsänka. I denna framrann ännu år 1700 — enligt en i Lantmäteristyrelsens arkiv förvarad karta av år 1701 över Torsåkers prästgård — en smal älvgren; terrassen är å kartan kallad Prästön. Med ledning av denna karta och utförda avvägningar har jag kunnat fastställa att strandnivån år 1700 låg högst 3 m högre än nu. På norra delen av denna deltaterrass finnas tvenne jordvallar, vilka enligt K. SIDENBLADH (3) och ERIK MODIN (4) utgöra lämningar av Styresholms medeltida fäste. Styresholm anlades omkring år 1300 samt förstördes under Engelbrekts frihetskrig av Erik Puke år 1434. Vid jordvallarna finnas tvenne diken tvärs över deltaterrassen, den forna ön, vilka tydligen utgjort vallgravar till fästet. Gravarnas grävda botten ligger vid höjden 7.3 m över havet, eller c:a 3 m under deltaplatån. De ha nått ned under älvytan, vilket framgår av att ett 0.3 m tjockt lager älvsediment finnes avsatt å vallgravarnas botten. Över detta sediment förekommer kolrester och nedrasad jord, som syntes hava blivit avsatta å torrlagd gravbotten och sannolikt tillkommit i samband med fästets brand och förstöring. Av förekomsten av dessa lager på vallgravarnas botten och av fästningens datering framgår att strandnivån år 1300 legat omkring 8 m högre än nu. Genom dessa två historiskt närmelsevis säkert daterbara strandnivåer har förloppet av strandförskjutningen under de sista 600 åren erhållits, och medelst interpolation har sedan tidsintervallet mellan deltatytans bildning vid Prästmon-lokalen och år 1300 beräknats utgöra omkring 380 år. Till de genom min undersökning erhållna 7 522 åren skall således läggas omkring 980 år för tidskalans anknytning till innevarande tid. Bildningen av den postglaciala avdelningen av Ångermanälvens deltasediment omfattar således en tidrymd av omkring 8 500 år. De av undersökningen erhållna kronologiska data över förloppet av strandförskjutningen i Ångermanland äro grafiskt sammanställda i fig. 1.

Professorskan EBBA HULT DE GEER har medelst biokronologiskt material från det Californiska *Sequoia*-trädet, vilket årsringsserie omfattar 3 020 år, sökt åstadkomma en exakt anknytning mellan den av mina varvuppmätningar erhållna tidskalan och innevarande tid (5). Enligt den av henne gjorda inpassningen av mitt årsvarvsdiagram från Prästmon-lokalen till *Sequoia*-kurvan motsvarar ytvarvet vid Präst-

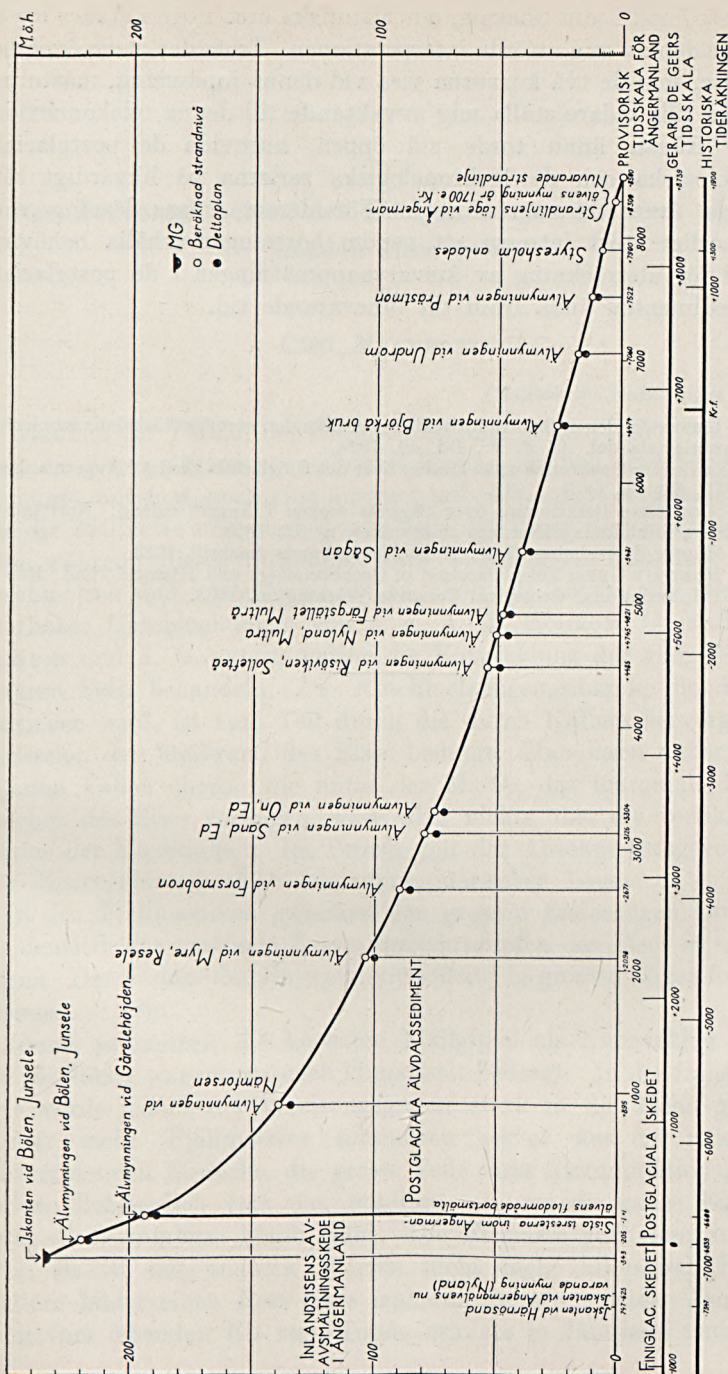


Fig. 1. Ångermanälvens mynnings successiva vandring utför dalgången under Bottniska vikens strandförskjutning från högsta gränsen (B. G.) ned till nuvarande kustnivå.

mon, året 7 522 i min tidskala, det historiska året 1 018 i stället för år 920 enligt den av mig utförda interpolationen. Trots den stora överensstämmelse, som de två kurvorna visa vid denna inpassning, måste jag emellertid tills vidare ställa mig avvaktande till denna telekonnexion, emedan frågan ännu torde stå öppen, huruvida de postglaciala geokronologiska och de biokronologiska serierna på likvärdigt sätt återspegla årens klimatväxlingar. För denna frågas lösning vore av synnerligt stort intresse att genom borrhningar erhålla behövt material för utsträckning av årsvarvsuppmätningen i de postglaciala älvdalssedimenten ända fram till innevarande tid.

-
1. G. DE GEER: Om den definitiva förbindelsen mellan den svenska tidskalans senglaciala och postglaciala del. G. F. F., Bd. 46, 1924.
 2. RAGNAR LIDÉN: Geokronologiska studier över det finiglaciala skedet i Ångermanland. S. G. U., Ser Ca, nr 9. 1913.
 3. C. G. COLLEEN: Beskrivning över Styrnäs socken i Ångermanland. Norrländska Studenters folkbildningsförenings småskrifter, nr 12, 1909.
 4. ERIK MODIN: Styresholms fäste. Högskoleförbunds årsskrift 1933.
 5. EBBA HULT DE GEER: Teleconnection of Geochronology and Historic Time. Report of XVI International Geological Congress Washington, 1933.
-

Das Hervorschmelzen des Städjan-Berges aus dem absterbenden Inlandseis.

Von

CARL MANNERFELT.

(Manuskript eingegangen ²⁹/₄ 1938.)

Während der Verlauf der Eisabschmelzung in den Teilen von Schweden, die unter der marinen Grenze liegen, ziemlich eingehend untersucht ist, hat man noch eine äusserst unbestimmte Vorstellung davon, wie die Fjällkette und die höheren Teile des Inneren von Norrland aus dem während dieses Stadiums stark abgezehrten Inlandeis hervorgeschmolzen sind. Allerdings gibt es schon seit langem eine Reihe ausführlicher Untersuchungen von u. a. A. G. HÖGBOM, G. FRÖDIN, J. FRÖDIN und A. GAVELIN, welche die Entwicklung der vom Eis angestauten Seen behandeln. Die Abschmelzungsmechanik, die dort beschrieben wird, ist zum Teil durch die durch Kalben hervorgerufene Rezession der Steilwand des Eises bedingt. Man kann daher in den meisten Fällen ebenso wie unter der M. G., das marginale Zurückweichen des Eises verfolgen, weiss aber nichts über die vertikale Abnahme der Mächtigkeit. Im Prinzip gilt der Abschmelzungsverlauf in den Eisseengebieten nicht bei supraaquatischer Lage.

In den Fjällmassiven zwischen den grossen Eisseezügen kann man oft deutlich das vertikale Zusammenschrumpfen des Eises in situ verfolgen. Der Verlauf der Entwicklung scheint in grossen Zügen folgender gewesen zu sein:

Zuerst schmolzen die höchsten Fjällgipfel als Nunatakker hervor. Die Eisfläche war immer noch klimatisch bedingt. In der finiglazialen Zeit wurde jedoch die Vereisungsgrenze stark in die Höhe gepresst. Immer mehr Fjällmassive schmolzen hervor aus der jetzt stark schrumpfenden Eisdecke, die grosse Teile ihres Akkumulationsgebietes verlor. Schliesslich trat das Stadium ein, wo die ganze Eiskuppel unter die Firngrenze hinab sinkt. Die Eismasse geht dann in Toteis über, sie ist mit anderen Worten nicht mehr klimatisch bedingt, sondern bildet einen Rest eines früheren Zeitabschnittes. Der Übergang vom lebenden Eis zum Toteis erfolgte in Jämtland und Härje-

dalen, bevor die höchsten Fjälle (etwa 1200 m ü. d. M.) in der Eisscheidezone hervorschmolzen, denn diese zeigten nirgends Spuren einer lokalen Vergletscherung. Wäre der Eisrest klimatisch bedingt gewesen, so wäre die Abschmelzung nicht, wie es jetzt der Fall ist, vom Hochfjäll aus und nach unten erfolgt. Die Eisscheidezone hätte sich stattdessen allmählich von ihrer früheren Lage östlich vom Fjäll auf die höchsten Massive zurückgezogen, anstatt dort liegen zu bleiben, wo sie sich befand, bevor das Eis als Ganzes dem Ablationsgebiet einverleibt wurde.

Die in ihrer Lage verharrende Eismasse schrumpfte jetzt an Ort und Stelle zusammen und wurde von den Fjällrücken in lokale Toteiskörper aufgelöst, die sich auf die Täler und topographischen Depressionen lokalisierten. An den Stellen, wo das Eis am mächtigsten gewesen war, blieb es am längsten liegen. Aus diesem Grunde erhielt die Abschmelzung einen abnormen Verlauf und es muss stark betont werden, dass ihre Formen nicht mit denjenigen eines normalen Gletschers verglichen werden dürfen. Auch wenn die Eismasse als Ganzes klimatologisch betrachtet tot war, braucht man doch nicht vorauszusetzen, dass sie keine Bewegung hatte. Ungleichheiten in der Topographie des Untergrundes und in der Mächtigkeit müssen bis zuletzt mechanische Druckausgleichsbewegungen bei den isolierten Eiskörpern ausgelöst haben.

Der Verlauf der Abschmelzung im Eisscheidegebiet ist Gegenstand übersichtlicher Untersuchungen von F. ENQUIST (1918) und G. FRÖDIN (1925) gewesen, da aber die Arbeiten dieser Verfasser in wesentlichen Teilen einander widersprechen, kann man nicht sagen, dass die eigentümlichen physisch-geographischen Verhältnisse, die während dieses letzten Abschnittes der Eiszeit herrschten, endgültig geklärt sind. Die erwähnten Arbeiten enthalten jedoch eine Menge wichtiger und interessanter Beobachtungen. In den letzten Jahren sind ausserdem von G. LUNDQVIST (1935, 1937) in Bergslagen und Dalekarlien nach modernen Methoden angeordnete Untersuchungen ausgeführt worden, wobei er zu dem Ergebnis gekommen ist, dass die durch das Relief bedingte Abschmelzungsmechanik in diesen Gebieten das Normale gewesen ist. Seit langem werden ausserdem von N. ZENZÉN im Nationalpark des Töfsingtals Felduntersuchungen betrieben.

Dieser Abschmelzungsverlauf findet sich auch in anderen Vergletscherungsgebieten mit gleichartigen topographischen und klimatischen Verhältnissen. Grundlegend sind die Untersuchungen von V. TANNER (1914, 1924) in Finnland und R. FOSTER-FLINT (1928, 1929, 1930, 1932) in Nordamerika. Die Abschmelzungsformen der Toteise sind auch unter aktuellen Verhältnissen untersucht worden, u. a. in Alaska



Abb. 1. Ausschnitt aus dem Kartenblatt Nr. 81 Idre. Auf der Karte sind die am besten ausgebildeten lateralen Erosionszüge eingezeichnet worden. Die einfach gezahnten Terrassenzeichen beziehen sich auf das Nunatakstadium, die doppelt gezahnten auf das Auflösungsstadium und die dreifach gezahnten auf das Endstadium. Die Pfeile bezeichnen konsequente Erosionsrinnen.

von R. S. TARR (1908, 1909) und im Karakorum von PH. VISSER (1928). In dieser Nummer der G. F. F. berichtet ausserdem H. W:SON AHLMANN (1938) über die wichtigsten Bedingungen für das Entstehen von Toteis, weshalb ich glaube, hier nicht näher auf diese glaziologisch und quartär-

geologisch ausserordentlich bedeutungsvollen Fragen eingehen zu brauchen, sondern stattdessen auf den erwähnten Aufsatz verweise.

Da eine ins Einzelne gehende Beschreibung des Vorgangs, wie eine Fjällpartie aus dem zusammenschumpfenden Eis hervorschmilzt, meines Wissens noch nie in Schweden ausgearbeitet worden ist, werde ich hier über einige von den Beobachtungen berichten, die ich während eines einwöchigen Besuches im Herbst 1937 auf dem Städjan-Berg im nördlichen Dalekarlien gemacht habe.

Die deutlich ausgeprägte Gipfelkuppe des Städjan-Berges, 1 130 m ü. d. M., erhebt sich über einem schwach gewölbten, in nordsüdlicher Richtung streichenden niedrigen Fjällrücken, der im Norden von dem beinahe 1 200 m hohen Nipfjäll begrenzt wird. (Siehe die Karte Abb. 1.) Die Talzüge auf beiden Seiten dieses Fjällrückens liegen in einer Höhe von ungefähr 700 m ü. d. M. Dieses Gebiet befindet sich in unmittelbarer Nähe der Eisscheidezone. G. FRÖDIN (1925) hat auf seiner Karte die letzte Eisscheide in das Gebiet zwischen dem Städjan und dem Storvätteshägna verlegt, was gut mit meinen Beobachtungen über die divergierenden Richtungen der Schrammen übereinstimmt. Die genaue Lage der Eisscheide scheint mir jedoch für den Verlauf der Abschmelzung keine entscheidende Rolle zu spielen, da wie früher erwähnt, das Eis bei diesem Stadium bereits tot war. Die Hauptzüge der Topographie bestimmten vollständig die Abschmelzung und Entwässerung. Die letzten Eisreste scheinen daher nicht immer gerade dort liegen geblieben zu sein, wo die frühere Eisscheide verlief, sondern in den tiefer gelegenen Talsohlen.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen wollen wir den Spuren nach dem Verschwinden des Eises vom Städjan-Berg selbst folgen. Ich habe es dabei zweckmässig gefunden, den Verlauf der Abschmelzung in drei Stadien (Abb. 2) einzuteilen:

I. Das Nunatakker stadium. Die Gipfelkuppe des Städjan-Berges schmilzt als ein Nunatakk hervor.

II. Das Auflösungs stadium. Das Eis wird vom Fjällplateau nördlich vom Städjan in Toteise aufgelöst, die sich auf die grossen Talzüge lokalisieren.

III. Das End stadium. Die letzten mit Moränenmaterial bedeckten Eisreste schmelzen ab.

Es ist zu bemerken, dass diese drei Stadien allmählich in einander übergehen und demnach keine Oszillationen oder einen Stillstand in der Abschmelzung bezeichnen.

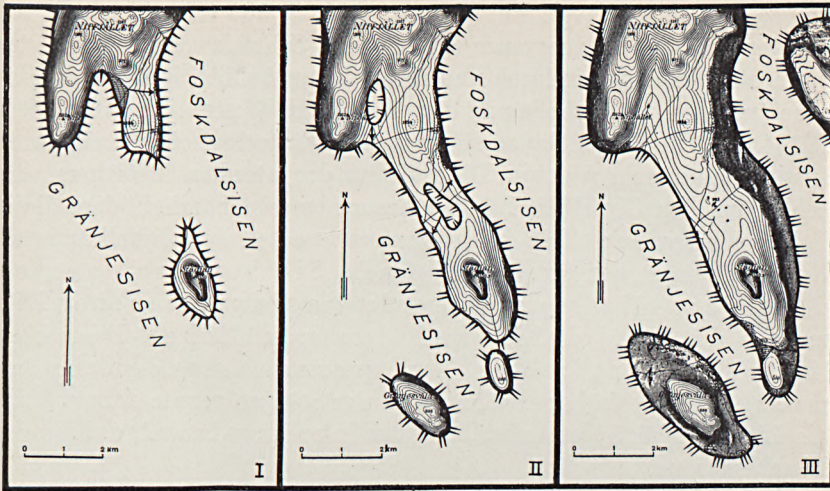


Abb. 2.

I.

Das Nunatakkerstadium. Die höchsten Teile des Städtjan und des Nipfjälls sind aus der zusammenschrumpfenden Eisdecke hervorgeschmolzen. Ein kleiner Eissee im Niptal wird gegen Osten entwässert.

II.

Das Auflösungsstadium. Die Eismassen sind in die grossen Talzüge zu beiden Seiten des Städtjan hinabgesunken. Auf dem Plateau ist ein kleines Toteis zurückgeblieben, das zur Eismasse im Grängestal hin entwässert wird. Auch im Niptal ist ein zurückgelassener Eisrest liegen geblieben.

III.

Das Endstadium. Die letzten von Moränenmaterial durchsetzten Toteiskörper liegen noch in den Talsohlen. Das Schmelzwasser fliesst lateral und subglazial ab.

I. Das Nunatakkerstadium.

Um die Gipfelkuppel des Städtjan herum gibt es eine Reihe von in die dünne Moränendecke eingegrabenen Terrassen. Ihre Ausgestaltung spricht dafür, dass sie nicht Strandlinien, sondern das Ergebnis einer kräftigen Stromerosion sind. Diese Terrassen sind auf allen Fjällen in der Nähe der letzten Eisscheide eine ausserordentlich häufige Erscheinung. Sie sind vom lateralen Schmelzwasser als Stromkehlen zwischen dem Eisrand und dem Berghang ausgespült worden. Eine jede derartige Terrasse stellt die Lage des Eisrandes dar; mehrere untereinander gelegene Terrassen bilden also einen Masstab für das vertikale Zusammenschrumpfen der Eismasse (vgl. V. TANNER, 1914, S. 543 ff. und G. FRÖDIN, 1925, S. 146 ff.).

Erfahrungen von heutigen Gletschern aller Art berechtigen zu dem Schluss, dass laterale Schmelzwasserströme nur unter der Firn-

grenze vorkommen (vgl. PH. VISSER, 1928, S. 183 ff.). Oberhalb von der temporären Schneegrenze sickert das Schmelzwasser durch den permeablen Schnee hindurch und fließt hauptsächlich in der Kontaktzone zwischen dem Schnee und dem Eis ab (H. W:SON AHLMANN, 1935, S. 184 ff.). Die Folgen davon sind vom quartärgeologischen Standpunkt aus betrachtet sehr wichtig. Die Existenz der lateralen Gletscherstromkehlen um den Gipfel des Städtjan herum beweist nämlich, dass dieser Teil des Eises sich schon beim Hervorschmelzen der Gipfelkuppe als Nunatakk unter der Firngrenze befand. Sie beweisen ausserdem, dass die ganze damals liegengebliebene Eismasse in Härjedalen und dem nördlichen Dalekarlien sich unter der Firngrenze befunden haben muss, denn wie früher erwähnt, liegt der Städtjan gerade dort, wo sich die Linie der höchsten Aufwölbung des Inlandeises befand, d. h. in der Eisscheidezone.

Obwohl ich die meisten höheren Fjälle in der Eisscheidezone untersucht habe, habe ich nirgends Spuren einer lokalen Vergletscherung gefunden, eine Tatsache, die noch weiter zu beweisen scheint, dass die Gipfel aus einer gewaltigen Toteismasse hervorgeschmolzen sind. Die lateralen Gletscherstromkehlen auf dem Städtjan und den übrigen Fjällen in dessen Nähe liegen jetzt ungestört in primärer Lage. Nicht einmal die Solifluktion war imstande, sie in höherem Grade zu zerstören. Erst auf Fjällmassiven, die bedeutend höher sind (über 1 500 m ü. d. M.) gibt es Spuren einer nach Nordwesten zunehmenden lokalen Vergletscherung (C. MANNERFELT, 1937, S. 430 ff.). Hier ist jedoch nicht der Ort, das eventuelle Zusammenspiel zwischen der Toteisabschmelzung und der lokalen Vergletscherung näher zu erörtern. Die Lösung dieses Problems ist jedoch meiner Ansicht nach besonders wichtig für das Verständnis der glaziologischen und klimatischen Verhältnisse während der Abschmelzungszeit, aber das bisher gesammelte Beobachtungsmaterial ist noch so unvollständig, dass ich nicht sicher entscheiden kann, ob die Spuren der lokalen Kargletscher von spätglazialer oder subatlantischer Zeit herkommen. Das Fehlen einer lokalen Vergletscherung auf dem Städtjan scheint mir jedoch einen wichtigen Beweis dafür zu geben, dass das Inlandeis schon vor dem Hervorschmelzen des Städtjanguipfels in das Toteisstadium eingetreten war. Es wäre natürlich interessant zu wissen, wo die äusserste Grenze der Eisdecke sich im Süden und Osten zu der Zeit befand, als die Gipfel im Eisscheidegebiet hervorschmolzen. Wenn einmal sichere Berechnungen der durchschnittlichen Flächenneigung der Eismasse ausgeführt werden, können wahrscheinlich interessante Vergleiche zwischen dem marginalen und vertikalen Rezessionsverlauf des Eises angestellt werden. Ein Versuch in dieser Richtung



Verf. Phot. 1937.

Abb. 3. Das Schmelzwasser floss zwischen dem Eisrand und dem Bergrand hinab, wobei stark ausgespülte laterale Gletscherstromkehlen ausgebildet wurden. Mehrere untereinander liegende Stromkehlen bilden einen Masstab für das vertikale Zusammenschrumpfen der Eismasse.



Verf. Phot. 1937.

Abb. 4. Von einem lateralen Schmelzwasserfluss ausgespülter Blockgürtel im Niptal.

wurde bereits von G. LUNDQVIST gemacht (1935), obwohl die Ergebnisse, zu denen er gelangte, mit grossem Vorbehalt aufgenommen werden müssen, da äusserst unbestimmte Werte für die Flächenneigung der Eismasse benützt wurden.

Kehren wir nunmehr zum Städjan zurück und untersuchen die Nunatakkerstromkehlen um den Gipfel, so werden wir finden, dass

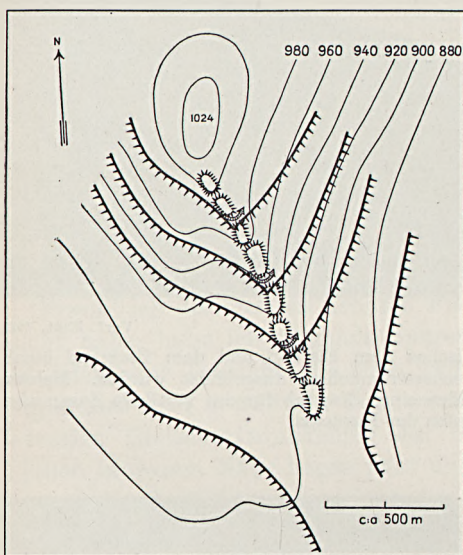


Abb. 5. Kartenskizze, welche den Abschmelzungsverlauf um die Kuppe »1024« veranschaulicht. Die Oskette, die sich vom Gipfel nach Süden hinabschlängelt, wurde vom Schmelzwasser bei jeder Eisrandlage durchbrochen. Das Wasser floss längs dem Eisrand von Westen her, durchbrach die Oskette und wurde wahrscheinlich subglazial unter der Eismasse im Osten entwässert.

fen des Eises östlich vom Städjan dürfte die topographische Lage des Fosktals sein, die schon früh eine Stagnation der Eiszufuhr prädestiniert hatte, während das Eis mehr unbehindert gegen den Westabhang des Städjan hinaufströmen konnte. Wie ich bereits früher erwähnte, bin ich der Ansicht, dass im Eis Massenbewegungen stattgefunden haben müssen, selbst nachdem dieses in das Toteisstadium eingetreten war. (Vgl. M. LAGALLY, 1932, S. 215 ff.)

Beim Übergang vom Nunatakkerstadium zum Auflösungsstadium schmolz der Fjällrücken nördlich des Städjan aus dem Eis hervor. Auf beiden Seiten des langen Plateaurückens sind breite und deutlich ausgebildete Schrumpfungsterrassen gegen die Talsohlen hin abgesetzt worden (Abb. 3). Das Hervorschmelzen des Höhenrückens selber ist

diese eine Tendenz bekommen, sich von Westen nach Osten zu neigen, je weiter abwärts man gelangt. Das Fosktaleis, wie ich die Eismasse in dem östlich vom Städjan gelegenen Tal nenne, lag mit anderen Worten niedriger als das Gränjeseis, das die Talsenke im Westen ausfüllte. Diese Tatsache ist von grosser Bedeutung für die weitere Entwicklung, besonders für die laterale und subglaziale Entwässerung. Aus der Karte (Abb. 2) geht auch hervor, dass das von lokalen Eisseen um den Städjan herkommende Wasser durchgehends nach dem niedriger gelegenen Fosktaleis hin entwässert wurde. Die wichtigste Ursache für das raschere Zusammenschrumpfen

eine interessante Erscheinung, die man am besten bei der kleinen Fjällkuppe »1 024« untersuchen kann (Abb. 5). Von der Höhenpartie der Kuppe aus schlängelt sich nach Südosten eine Kette von 10—20 m hohen Moränenhügeln, die durch sehr deutlich ausgeprägte Erosionsrinnen von einander getrennt sind (Abb. 6). Ausserdem gibt es als Nunatakkerstromkehlen ausgebildete Eisrandlinien, die im Verhältnis zum Erosionsdurchbruch in der Weise verlaufen, wie die Kartenskizze Abb. 5 sie zeigt. Die über 1 km lange, aus im grossen und ganzen gleichförmigen Moränenhügeln bestehende Kette ist von Anfang an zusammenhängend gewesen, bei der Rezession des Eises hat aber das Schmelzwasser allmählich den Moränenrücken bei jeder neuen Eisrandlage durchbrochen. Das Wasser ist längs dem Eisrand von Westen her kommend, geflossen, hat sich durch den Moränenrücken hindurch gearbeitet und hat einen Ausweg nach dem tiefer liegenden Rand des Fosktaleises gesucht, wo es wahrscheinlich subglazial abfloss, was aus plötzlich auftretenden und senkrecht zu den lateralen Stromkehlen verlaufenden Ausspülungszügen hervorgeht. Hier erhebt sich natürlich die Frage, wie der lange Moränenrücken gebildet werden konnte. Persönlich bin ich der Ansicht, dass die wahrscheinlichste Erklärung dafür die Annahme ist, dass er eine Spaltenfüllung darstellt, die im Zusammenhang mit der Zergliederung des Eises durch den Höhenrücken entstand. Der schwach serpentinenartige Verlauf des Rückens und die Beschaffenheit des Materials sprechen jedoch dafür, dass das fließende Wasser bei der Akkumulation eine grosse Rolle gespielt hat. Der Rücken muss daher wahrscheinlich als eine Kombination von Spaltenfüllung und supraglazialer Osbildung betrachtet werden. Ich habe ähnliche in der Entwicklung begriffene Oser am Südrand des Vatnajökulls auf Island gesehen, wenn auch die Dimensionen dort geringer waren.

II. Das Auflösungsstadium.

Der ganze Fjällrücken ist jetzt hervorgeschmolzen und die Eismassen ziehen sich immer weiter abwärts nach den Talsohlen zurück. Mitten auf dem Plateau befindet sich jedoch eine flache Schale oder Einsenkung, die jetzt durch unregelmässig gebundene Moränenhügel und kleine abflusslose Seen gekennzeichnet wird. Von dieser kleinen Depression aus, die auf der topographischen Karte (Abb. 1) angedeutet ist, führt eine deutlich ausgeprägte trockenengelegte Erosionsrinne in der Richtung zum Fosktal, und eine andere ebenso beschaffene zum Gränjestal hinab. Wir wollen jetzt die letztere betrachten. Wie aus der Kartenskizze Abb. 9 hervorgeht, hört die Erosionsrinne plötzlich in einem gewissen Niveau auf und erweitert sich zu einer strudelloch-



Abb. 6. Aussicht über die in Abb. 4 kartographisch dargestellte Oskette nach SE. Auf den Abhängen hinabschlängeln. Rechts erhebt sich der

artigen Vertiefung, unterhalb deren ein schwach gewölbter Os beginnt (Abb. 7 und Abb. 8). Es lässt sich ganz deutlich erkennen, dass eine dünne Eisplatte in der Depression oben auf dem Plateau liegen geblieben ist. Während der Abschmelzung rann das Schmelzwasser den Abhang hinab und grub die jetzt trockengelegte konsequent verlaufende Rinne aus. Wo das Schmelzwasser auf den Rand des Gränjeseises stiess, staute es sich auf und bildete das Strudelloch. Das Wasser ergoss sich dann subglazial nach unten in einen Tunnel unter dem Eis, wobei der Os aus dem von unten und oben her akkumulierten Material aufgebaut wurde. Als das Gränjeseis sich vom Abhang zurückzog, wurde die aus den Blöcken der Oberflächenmoräne bestehende Decke abgelagert, die jetzt als eine dünne Decke auf dem kleinen Os liegt.

Subglaziale Oser von dieser Art kommen im Eisscheidegebiet äusserst häufig vor. Sie deuten ein plötzliches Verschwinden und Abfliessen des marginalen oder lateralen Schmelzwassers unter dem Eis an und sind eine natürliche Folge der durch das Relief bedingten Abschmelzungsmechanik. Ein ganzes Netz ähnlicher Osrücken findet man auf dem Fjätervåla östlich vom Städjan. Ein übersichtliches Bild dieser interessanten Akkumulationsphänomene kann man bei einer Analyse von Abb. 6 gewinnen, wo sie auf dem Fjäll im Hintergrund links sichtbar sind. Während der Feldarbeit im Eisscheidegebiet habe ich auch supraglazial gebildete Oser von verschiedenen Dimensionen angetroffen. Zweifellos ist das Osproblem in Gebieten, wo die Eisabschmelzung diesen abnormalen Verlauf hatte, ziemlich verwickelt. Man muss daher



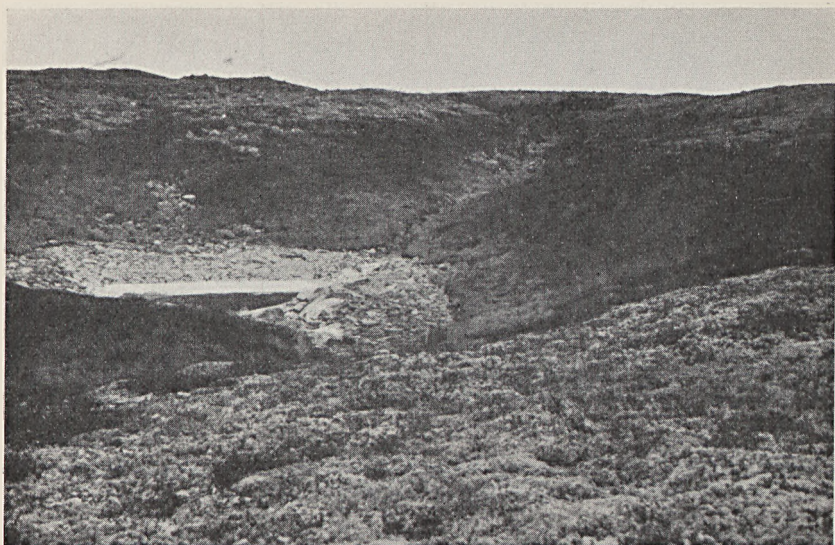
Verf. Phot. 1937.

dem Fjäll Fjätervåla im Hintergrund links sieht man wie die subglazialen Oser sich an Gipfelkegel des Städjan über dem gewölbten Plateau.

vorläufig jeden Os individuell behandeln, um dadurch zur Feststellung allgemeingültiger Gesetze zu gelangen. G. DE GEERS extramarginale Ostheorie gilt natürlich nicht bei supraaquatischer Lage. Die von V. TANNER (1934) beschriebenen supraglazialen Ostypen habe ich auf dem Städjan nicht beobachtet. Sie erfordern vermutlich ein flacheres Gelände. Oser, die auf eine andere Weise als die klassischen von DE GEER und TANNER beschriebenen entstanden sind, sind unter anderem von P. DUSEN (1902), R. S. TARR (1908, 1909), A. GAVELIN (1910), R. F. FLINT (1928, 1930) sowie FR. ISACHSEN (1933) beobachtet worden. Das Problem ist jedoch noch nicht genügend geklärt, um hier näher erörtert werden zu können.

Wir kehren stattdessen zum Städjan und dem Plateautoteis zurück. Abgeschnürte Toteise dieser Art sind im Fjällgelände mit einer durch das Relief bedingten Abschmelzung in situ normale Erscheinungen. Spuren von toten, isolierten Eisresten kann man fast auf jedem Massiv in der schwedischen Fjällkette untersuchen, aber trotz ihrer in der Regel deutlichen Ausgestaltung sind sie von früheren Forschern beinahe ganz übersehen worden.

Im Talzug zwischen dem Nipfjäll und der Kuppe »1024« gibt es Spuren, die auf lokale Abschmelzung einer weiteren isolierten Eismasse deuten. Wie aus der Karte hervorgeht (Abb. 1), wird der kleine See unten im Tal durch einen Moränenwall aufgestaut, und im Anschluss an diesen kommen auch Gletscherstromkehlen vor, welche die Lage des Nip-taleises in der aus der Karte hervorgehenden Weise begrenzen. Als ich



Verf. Phot. 1937.

Abb. 7. Das Schmelzwasser vom Plateautoteis wurde nach Westen in einer jetzt trockengelegten Schlucht abgeleitet. Wo der Wasserstrom auf den Rand des zusammenschrumpfenden Gränjeseises stieß, entstand dieses Strudeloch. Die ungefähren Dimensionen ersieht man aus dem Mann, der mitten in der Erosionsrinne steht.



Verf. Phot. 1937.

Abb. 8. Als das vom Plateautoteis herabkommende Schmelzwasser auf den Rand des zusammenschrumpfenden Gränjeseises stieß, wurde es subglazial entwässert, wobei ein schwach gewölbter Os von dem Material aufgebaut wurde, welches unter dem Eis von unten nach oben hin akkumuliert worden war.

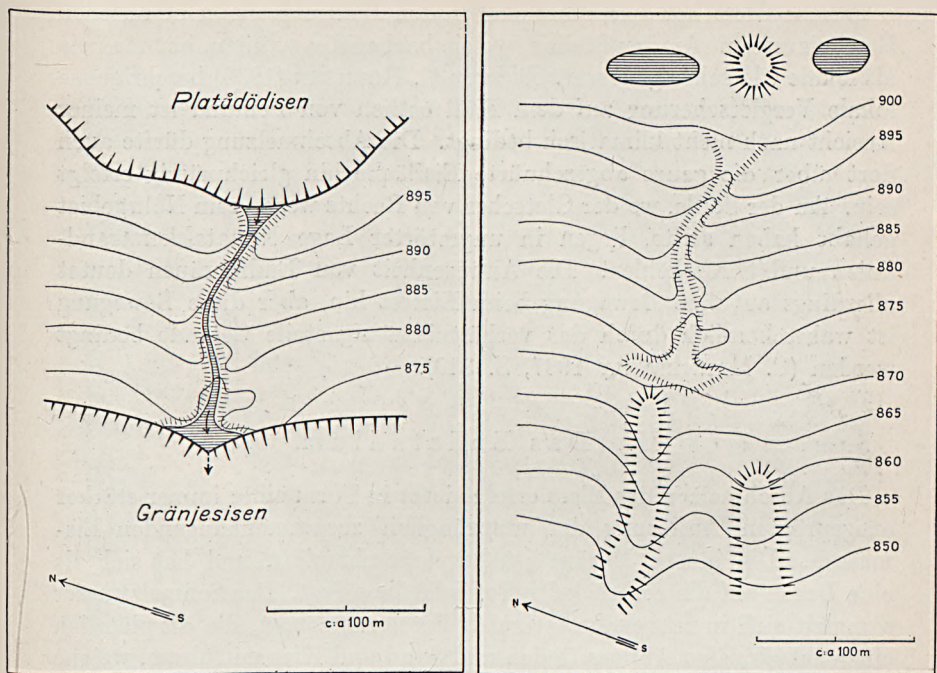


Abb. 9. Auf der Kartenskizze links sieht man wie das Schmelzwasser vom Plateautoteis her zum Gränjeseis hinabfloss, wobei die Erosionsrinne ausgebildet wurde, die rechts auf der Kartenskizze zu sehen ist. Auf derselben sieht man auch die kleinen subglazialen Oser, die von dem Schmelzwasser unter dem Eis aufgebaut wurden. Beim schliesslichen Wegschmelzen des Plateautoteises wurden Ablationsmoränen mit kuppenförmigen Hügeln und abflusslosen Söllen gebildet.

den Moränenwall und die Gletscherstromkehlen im Niptal zum erstenmal sah, glaubte ich, dass hier ein lokaler Gletscher gelegen hatte. Die Existenz eines klimatisch bedingten Talgletschers in dieser Lage liess sich jedoch in keiner Weise mit der durch das Relief bedingten Abschmelzungsmechanik und mit den übrigen Ergebnissen der Untersuchung der Lebensbedingungen des Eises und der Lage der Vergletscherungsgrenze in Einklang bringen. Bei einer näheren Untersuchung der Verhältnisse fand ich jedoch, dass das Niptaleis sowohl von oben wie von unten her konzentrisch abgeschmolzen sein muss, was bewies, dass hier kein wirklicher Gletscher, sondern nur ein zurückgebliebener Rest des zusammengeschrumpften Eises vorhanden gewesen war. Die Abschnürung des Niptaleises scheint in erster Linie durch die laterale Wassererosion verursacht worden zu sein, die längs der steilen Talseite des Nipfjälls intensiviert wurde, wobei der Eisrand rasch aberodiert wurde und unterhalb des kleinen Sees eine Tendenz zur »Erdrosselung« entstand.

Falsche Gletscher dieser Art sind in den Fjällgebieten keine seltenen Erscheinungen. An den Stellen, wo sie beobachtet wurden, hat man sie als lokale Gletscher gedeutet. Die von G. HOLMSEN (1935) beschriebene lokale Vergletscherung auf dem Fjäll östlich von Femund ist meiner Ansicht nach nicht klimatisch bedingt. Die Abschmelzung dürfte auch dort über die ganze abgeschnürte Eisfläche hin gleichmässig erfolgt sein. An der Stelle, wo der Gletscher von Rechts wegen sein Nährgebiet gehabt haben sollte, liegen in ungestörter Lage Nunatakkerstrandlinien und Stromkehlen. Die Anwesenheit von Endmoränen deutet allerdings auf eine Bewegung beim Eisrest hin, aber diese Bewegung ist wahrscheinlich durch das verhältnismässig steile Gelände bedingt worden (C. MANNERFELT 1937, S. 340).

III. D a s E n d s t a d i u m .

Das Abschmelzen des Eises erfolgt jetzt in Form einer immer stärker ausgeprägten Auflösung der ursprünglich zusammenhängenden Eismassen. Die innere Moräne ist hervorgeschmolzen und hat sich als eine Decke auf die zerbröckelte Toteisfläche gelegt. Das Schmelzwasser sammelt sich in reissenden lateralen Erosionsströmen, die oft plötzlich einen subglazialen Abfluss finden und Sand und Kies mitführen, welche zu den Talsohlen hinabgespült und in Tunneln und Gewölben unter dem Eis angehäuft werden.

Die lateralen Schrumpfungsterrassen treten oft in ausserordentlich gleichmässigen Zwischenräumen unter einander auf. Bei der Untersuchung eines Schwarmes von Terrassen am Abhang nordöstlich von der Gränjesåsvallen-Sennhütte zeigte es sich, dass der Höhenunterschied zwischen jeder von den zehn gemessenen Terrassen etwa 2 m betrug. Es liegt nahe auf der Hand anzunehmen, dass diese gleichmässigen Höhenunterschiede eine gewisse Periodizität in der Abschmelzung ausdrücken und dass sie dabei in erster Linie ein Mass für die jährliche vertikale Abnahme der Mächtigkeit angeben. V. TANNER (1914, S. 543 ff.) und G. FRÖDIN (1925, S. 154 ff.) sind bereits früher auf diesen Gedanken gekommen. Ich bin jedoch persönlich der Ansicht, dass man nicht dazu berechtigt ist, um, wie TANNER (1914) es getan hat, auf Grund dieser Annahme weitläufige Berechnungen der durch die Strahlung und Konvektion bedingten Ablation auszuführen, da die Eisoberfläche während dieses Stadiums wahrscheinlich von hervorgeschmolzenem Moränenmaterial bedeckt war, welches das freie Abschmelzen an der Oberfläche störte. Die erodierende Tätigkeit, welche die lateralen Schmelzwasserströme am Eisrand selber ausübten, dürfte ausserdem viel für das Sinken desselben bedeutet haben.

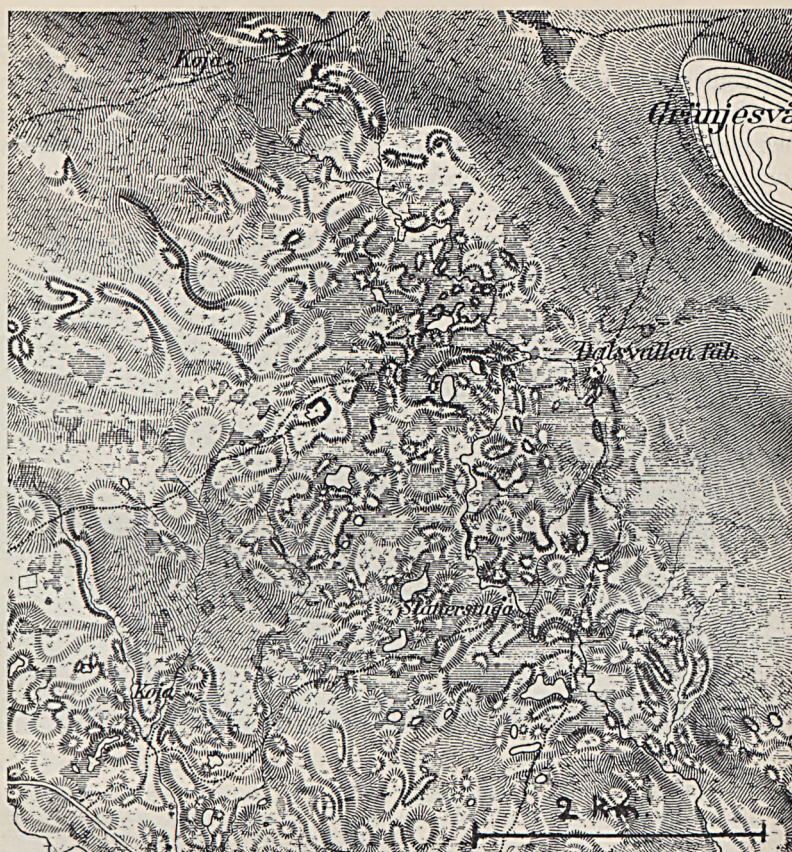


Abb. 10. Ausschnitt aus dem Konzeptblatt 81 Idre N. O. Die letzten Toteisreste lokalisierten sich auf die Talsohlen und die Depressionen im Gelände. Wo sie wegschmolzen, findet man die typische Ablationsmoränenlandschaft mit gewundenen Moränenrücken, Söllen und subglazialen Dränierungsrinnen wieder.

An den Stellen, wo die letzten Eisreste in den Talsohlen wegschmolzen, findet man jetzt eine äusserst verwickelte Moränenlandschaft mit einem Gewirr von gewundenen Rücken und Hügeln, abflusslosen Seen und plötzlich auftretenden inkonsequenten Erosionsrinnen wieder (Abb. 10 und Abb. 11). Die Rücken streichen manchmal senkrecht zur Richtung der Täler mit ziemlich gleichmässigen Zwischenräumen, was G. FRÖDIN (1925) dazu veranlasst hat, dieselben auf seiner Übersichtskarte als Endmoränen zu deuten. Diese Auffassung der Moränenlandschaft in den Tälern um den Städjan kann ich jedoch nicht teilen, sondern bin vielmehr der Ansicht, dass wir es hier zweifellos mit Ablationsmoränen zu tun haben. Die Form der Rücken dürfte durch die

subglaziale Entwässerung und die Spaltensysteme in den Toteiskörpern bedingt sein. Aufschlüsse in den gewundenen Moränenrücken im Eisscheidegebiet zeigen, dass diese oft in ihrem Kern nach der Stromrichtung geschichteten Sand und Kies enthalten, und dass sie dann von einer einige Meter mächtigen aus blockreichem Material der Oberflächenmoräne bestehenden Schale bedeckt sind.



AHRENBORG'S Flug. Phot.

Abb. 11. Fliegeraufnahme vom Rogengebiete in der Nordwestecke von Dalekarlien. Die Rücken bestehen wahrscheinlich aus Spaltenfüllungsmaterial, während die Seen die Depressionen einnehmen, wo die allerletzten Eisreste weggeschmolzen sind.

Das Material, das beim Abschmelzen von den Fjällseiten fortgespült und in subglazialen Tunneln weitertransportiert wurde, hat sich also in den Talsohlen angesammelt und wurde dann vom Moräneninhalt der Toteise bedeckt.

Diese netzförmige Moränenlandschaft kennzeichnet die Täler in der Nähe der letzten Eisscheidezone vom oberen Lappland bis zum nördlichen Dalekarlien. Die Forscher, die sich bisher mit der Eisabschmelzung im Fjäll befasst haben, waren geneigt, diese Rücken als Endmoränen und mitunter als Jahresmoränen zu deuten. Vgl. A. GAVELIN (1906), A. G. HÖGBOM (1920), G. FRÖDIN (1925), E. TEILING (1928). Kürzlich ist jedoch eine Abhandlung von G. LUNDQVIST (1937, S. 9 ff.) erschienen, worin er sich weigert, die klassische »Endmoränenlandschaft« um den See Rogen in der Südwestecke von Härjedalen als solche gelten zu lassen. Er ist vielmehr der Ansicht, dass die Moränenrücken dort dadurch

entstanden sind, dass Material in die offenen Spalten einer grossen Toteismasse hinabgestürzt ist, wobei er sich u. a. auf R. S. TARBS (1909, S. 74 ff.) malerische Beschreibung der Verhältnisse auf dem toten Atrevida Glacier in Alaska stützt. LUNDQVIST ist der Ansicht, dass die grossen bogenförmigen Querspalten auf der Eisplatte über dem Rogengebiet durch ein plötzliches Vorrücken des Eises entstanden sind. Wie eine gleichzeitige Oszillation dieser gewaltigen auf die Täler lokalisierten Toteismassen glaziologisch eine passende Erklärung erhalten kann, geht jedoch nicht aus LUNDQVISTS Darstellung hervor. Von einem Ausschlag der Klimaschwankungen kann natürlich keine Rede sein, da die Toteismassen viel langsamer auf eine ev. Herabdrückung der Vergletscherungsgrenze reagiert haben müssen als die umgebenden von keiner lokalen Vergletscherung beeinflussten Fjälle.

Die allgemeinen Beobachtungen, die ich bei den Moränenformen in Jämtland und Härjedalen gemacht habe, haben mich davon überzeugt, wie gefährlich es ist, die Erklärung dieser netzförmigen Moränenlandschaft zu generalisieren. Zweifellos haben wir es an gewissen Stellen, so z. B. in den Eisseengebieten des Grövelsees und Tännntales mit wirklichen Randformen zu tun, während die Spaltenfüllungslandschaft in dem dazwischen gelegenen Rogengebiet eine ganz ähnliche Ausgestaltung erhalten kann.

In der Gegend um den Städjan scheinen die Moränen in ziemlich hohem Grade die Form der von Ablationsmoränen und Spaltenfüllungsmaterial bedeckten subglazialen Landschaft wiederzugeben. Die Tatsache, dass die von mir unten bei Idre und an anderen Stellen in diesem Gebiet untersuchten Rücken in ihrem Kern fluvioglazialen Kies und auf der Oberfläche Moränenmaterial enthalten, scheint mir zu beweisen, dass die sich hinschlängelnden Rücken wirkliche Toteisgebilde sind. Diese Erklärung ist ausserdem die einzige, die mit dem in diesem Aufsatz skizzierten Abschmelzungsverlauf in Übereinstimmung zu bringen ist.

L i t e r a t u r h i n w e i s e .

- G. F. F. = Geologiska föreningens förhandlingar.
 N. G. U. = Norges geologiske undersökelse.
 S. G. U. = Sveriges Geologiska Undersökning.
 Z. f. G. = Zeitschrift für Gletscherkunde.

- AHLMANN, H. W:SON. 1935: Scientific Results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition in 1934, part. V. Geografiska Annaler, Stockholm 1935.
 —. 1938: Über das Entstehen von Toteis. G. F. F., Bd 60, Stockholm 1936.
 DUSÉN, P. 1902: Ett litet bidrag till äsproblemets. G. F. F., Bd 24, Stockholm 1902.
 ENQUIST, FR. 1918: Die Glaciale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. S. G. U., Ser C. N:o 285, Stockholm 1918.

- FLINT, R. F. 1928: Pleistocene Terraces of the lower Connecticut Valley. Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. 39, Numb. 4, 1928.
- 1928: Eskers and Crevasse Fillings. Amer. Journ. of Sci. Ser. 5, 1928.
- 1929: The Stagnation and Dissipation of the last Ice Sheet. The Geogr. Review, XIX, 1929.
- 1930: The Origin of the Irish »Eskers». The Geogr. Review, XX, 1930.
- 1932: Stagnant Ice as a Factor in the Genesis of glacial Deposits. Z. f. G., Bd XX, 1932.
- FRÖDIN, G. 1915: Frågan om det avsmältande istäckets ytlutning. G. F. F., Bd 37, Stockholm 1915.
- 1925: Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. Bull. of the Geol. Inst. of Uppsala, Uppsala 1925.
- GAVELIN, A. 1906: Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NW om Kvikkjokk. G. F. F., Bd 28, Stockholm 1906.
- 1910: De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. S. G. U., Ser. Ca, N:o 7, Stockholm 1910.
- GLEN, A. R. 1937: The Oxford University Arctic Expedition, North East Land. 1935—36. The Geogr. Journal, Vol. XC, 1937.
- GRANLUND, E., och LUNDQVIST, G. 1935: Några iakttagelser från en resa i Helgeland, sommaren 1935. Norsk Geogr. Tidsskr., N:o 1, 1936.
- HOLMSEN, G. 1935: Nordre Femund. N. G. U., Nr 144, Oslo 1935.
- HÖGBOM, A. G. 1920: Geologisk beskrivning öfver Jämtlands län. S. G. U., Ser. C, N:o 140, Stockholm 1920.
- ISACHSEN, FR. 1933: Isavsmeltningen og de kvartærgeologiske forutsetninger for bygghelsen i Numedals och Hallingdals öfverste bygder. Norsk Geogr. Tidsskr., Nr 3, 1933.
- LAGALLY, M. 1932: Die Bewegung des »toten Eises» der Pasterze. Z. f. G., Bd XX, 1932.
- LAMANSKY, W. 1913—1914: Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit. Z. f. G., Vol. 8, 1913—1914.
- LUNDQVIST, G. 1935: Isavsmältningen i Bergslagen. G. F. F., Bd 57, Stockholm 1935.
- 1937: Sjösediment från Rogenområdet i Harjedalen. S. G. U., Ser. C, N:o 408, Stockholm 1937.
- MANNERFELT, C. 1937: Redogörelse för undersökningar utförda med understöd av stipendium ur Andréefonden, 1937. Ymer, H. 4, Stockholm 1937.
- MIKKOLA, E. 1933: On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lappland. Fennia, N:o 57, Helsinki 1933.
- TANNER, V. 1914: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Helsingfors 1914.
- 1934: The Problems of the Eskers, IV. The Glacio-fluvial Formations of Rasmuthes Valleys. Fennia, N:o 58, Helsinki 1934.
- TARR, R. S. 1908: Some Phenomena of the Glacier Margins in the Yakutat Bay Region, Alaska. Z. f. G., Bd III, 1908.
- 1909: The Yakutat Bay Region, Alaska. U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. 64, 1909.
- TELLING, E. 1928: Ett underligt moränlandskap. Sveriges Natur, Stockholm 1928.
- VISSER, PH. 1928: Von den Gletschern am obersten Indus. Z. f. G., 1928.

Pluvial lakes in East Africa.

By

ERIK NILSSON.

(MS. received April 29th, 1938.)

In tracing the Quaternary changes of climate in British East Africa and Abyssinia the present writer naturally had to choose the fields of investigation in two regions so different from a topographic and climatic point of view as the alpine zones of its highest mountains and the more or less arid basins of the Rift Valley. During two expeditions to these parts of East Africa in 1927—28 and 1932—33 I found that the series of ridges of terminal moraines of the mountains far below the present glaciers and the shore-lines and sediments of the ancient lakes high above the now existing small rest-lakes of the Rift Valley both register in close agreement the main Quaternary changes of climate of East Africa.

Great opportunities for a more detailed study of these changes of climate are offered by the Nakuru-Naivasha basin, which is situated in the Eastern Rift Valley just south of the Equator and has a length of about 100 kilometres. This part of the Rift Valley is especially well marked, as it is flanked by the lofty mountain-chains the Mau Escarpment in the west and the Aberdare Range in the east. The basin in question is separated from adjacent basins of the Rift Valley by comparatively low mountain-ridges across the valley. From the Mau Escarpment Mount Eburu stretches across the Rift Valley and divides the basin into the Nakuru and the Naivasha basins, connected only by means of the high-lying pass at Gilgil. To the south of this pass the bottom of the valley slopes very gently towards Lake Naivasha. W and NW of Gilgil, on the contrary, the Nakuru basin sinks abruptly in fault-steps down to Lake Elementeita. South of this lake on the north-eastern slopes of Mount Eburu a great number of steam-vents indicate the centre of volcanic activity in comparatively recent times. Here is also the centre of an irregular elevation which is traced by means of the ancient shore-lines within the Nakuru-Naivasha basin.

During my second visit to this part of the Rift Valley I had the opportunity to obtain another great number of levellings of ancient

shore-lines and to get a more detailed knowledge of the sediments belonging to the Last Pluvial. The discovery of sediment and fragments of terraces from the oldest of the lakes of this pluvial is of a special importance. The shore-lines of this lake are mostly eroded or concealed by aeolian material and had thus earlier escaped my attention. At the bottom of the sediment of this lake I found *in situ* implements such as arrow-heads and scrapers, probably of Kenya Mousterian (= »developed Levalloisian», LEAKEY 1931) type. This sediment lies discordantly on a very much older sediment which consists chiefly of sandstone with intercalated beds of volcanic material. The latter of the two sediments has been called the Kamasia sediment. It is found at different levels from the bottom of the Rift Valley and high up the slopes of the valley on fault-steps and also on the Kinangop Plateau about 500 m above the floor of the valley. Owing to its content of implements the Kamasia sediment is now referred to the Last Pluvial but one: the Great Pluvial, a name suggested by me (Dr L. S. B. LEAKEY calls it: Kamasian Pluvial). During the Last Inter-Pluvial the basin of Lake Kamasia was broken and its area converted into several small basins such as the Nakuru and Naivasha basins which were altered by the irregular changes of levels of the Last Pluvial (or Gamblian Pluvial, according to LEAKEY) and obtained their present shape towards the end of the Post-Pluvial epoch.

The levellings of the shore-lines resulted in a diagram for each of the basins. The diagrams contain 25 such lines based upon nearly 300 levellings. As the oldest lakes extended over the two basins, the diagrams are firmly connected. At the outlet of these lakes, the magnificent Njorowa Gorge S of Lake Naivasha, the threshold was gradually eroded, and therefore the ages of the ancient lakes decrease with their height. As it seems, this is also true of the following lakes without outlets, because the inclinations of their shore-lines decrease very regularly with their height. The archaeological finds of their sediments also support this dating of the sequence of the ancient lakes.

Fig. I shows the diagram from the Nakuru basin. The shore-lines arrange themselves into groups and within such a group there is, as a rule, a great conformity in the inclination of the lines. This means a very little difference in age between the corresponding lakes, when, as here, the diagram represents a basin, which was subject to irregular changes of levels during the time in question. The groups of shore-lines, marked by the letters A—G, represent as many pluvial subepochs (with decreasing intensity). The first four of these I refer to the Last Pluvial epoch, because after D and also after E the climate

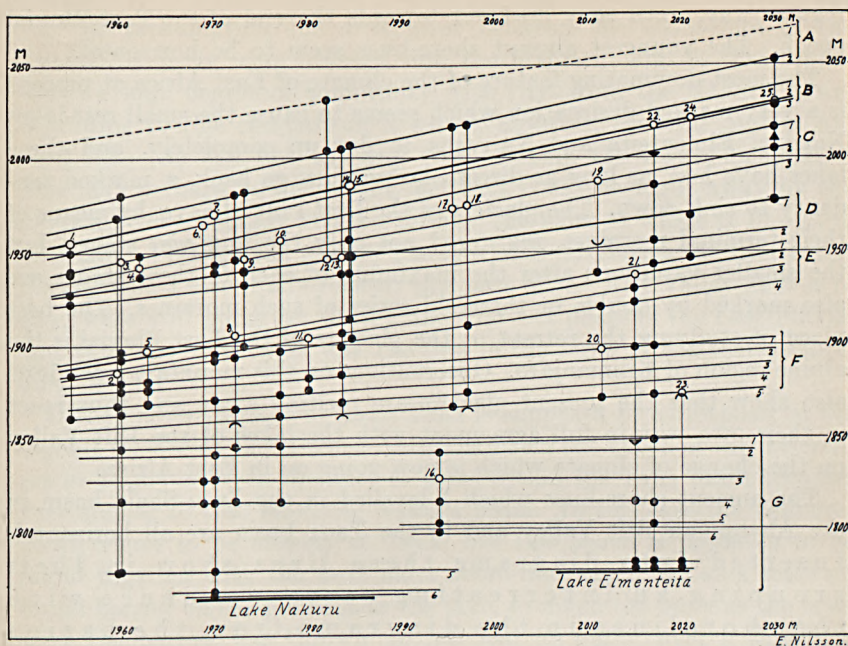


Fig. 1. Diagram of shore-lines from the Nakuru basin. Groups of shore-lines are designated by letters A—G. Reference surface is B². Terraces are designated by points, barriers by bows and deltas by filled triangles. A filled triangle turned right-side up below C₁ indicates the situation of the pass point at Gilgil.

had become so arid that the basin was quite desiccated. I previously (1932) used Roman figures to designate the pluvial sub-epochs, but I now replace these by letters to avoid confusion, as the Last Pluvial is now found to consist of four (A—D) wet sub-epochs instead of three (I—III).

If the groups A—G represent the main changes of the climate from the beginning of the Last Pluvial or variations of the first order, the different levels (A₁, A₂, B₁, B₂ etc.) within the groups indicate similar changes of the second order and form, as it were, a «rippling» of the descending branch of the curve of each pluvial sub-epoch. These small variations are here accessible down to the level where the highest ancient lake of the next wet sub-epoch initiates the next group of shore-lines. That the Nakuru-Naivasha basin has been the scene of important changes of level, especially during the earlier sub-epochs of the Last pluvial, is clearly shown by the diagrams, and it is obvious that these movements were subsequently stabilised and that they, with Mount Eburu as a centre of elevation, began to decrease, as it seems, in a very

regular way, until they died out towards the end of the Post-Pluvial epoch. The youngest ancient shore-lines seem to be horizontal.

The most dominating feature of the climate of East Africa at present is a very marked desiccation which seems to cause the small rest-lakes Nakuru, Elmenteita and Naivasha to dry up completely, and these lakes have had, as long as direct observations go back, a marked tendency to sink down. The glaciers of the Last Pluvial have, by means of their terminal moraines, registered not only the four wet stages, but the smaller variations after the maximum of each of these stages are also marked by double or threefold series of such moraines. The best place of studying the retreat of the glaciers of the Last Pluvial is the alpine region of Kilimanjaro. Observations on this mountain since 1888 also show that the present glaciers are melting away and thus react in their own way in full agreement with the lakes of the Rift Valley on the change of climate which is now going on in East Africa.

The ancient shore-lines which I levelled in the Zwai-Shala basin in the Abyssinian Rift Valley and in the Tana basin are all horizontal. Inserted into diagrams these lines show in their grouping an interesting correspondence with the shore-lines in the diagrams from the basins of Nakuru and Naivasha. Thus I found by a comparison of the diagrams from these basins of ancient lakes that the differences in height between two ancient lakes following each other varied throughout the diagrams in a very similar way.

In order to get a more clear conception of this agreement between the variations of the differences in question I drew special diagrams for the basins of Nakuru and Naivasha in such a way that the differences in metres were marked out on verticals at equal distances from each other. In the diagrams from the basins of Nakuru (Fig. 1) and Naivasha a point from about the middle of each basin was selected, and, by means of the differences from the corresponding vertical between the shore-lines A_1-B_1 , B_1-C_1 etc., the curves given in Fig. 2 were drawn. These two curves show a very good conformity during the Post-Pluvial epoch, while they do not correspond during the Last Pluvial.

The shore-line G_6 at Lake Nakuru is situated only a few metres above the present lake. Just below this line acacias with stems 15—20 cm in diameter have grown up since the lake left this line. Up to a shore-line in just the same situation in relation to Lake Shala I found that the stems of the acacias had about the same diameter. Owing to these observations I assume that these two shore-lines were contemporaneous.

On this presumption the differences between the shore-lines of the Zwai-Shala basin were inserted into the diagram, Fig. 2. This curve shows a high degree of conformity with that from the Nakuru basin. According to this comparison it seems, however, that the highest ancient lake (A) had not left any traces within the Zwai-Shala basin. This may perhaps be due to the fact that it has been cut away by the following very strongly marked terrace, the bank of which is 10—15 m in height. Perhaps the mighty changes of levels during the Last Inter-Pluvial which essentially formed this part of the Rift Valley as it is to day, were still going on during the first wet phase of the Last Pluvial and thus the terrace B was the first in the series of horizontal shore-lines of that basin.

If the highest terrace at Lake Tana is supposed to correspond to the highest terrace at the Nakuru-Naivasha basin the curve of the differences in height between the ancient lakes within the Tana basin becomes very similar to that from the Nakuru basin. In this case the youngest beach seems to be missing at Tana, but this beach is probably to be found together with the next older shore-line which lies as a marked, broad barrier on the plains near the lake, so much the more as the lake, since the barrier was thrown up, has had its outlet over a threshold of volcanic rocks of great resistance and as even now at high water the lake reaches nearly up to the barrier.

The beautiful conformity of the curves in Fig. 2 from the basins of Naivasha, Nakuru and Zwai-Shala cannot depend on a mere chance but must register simultaneous changes of climate in East Africa. In the basins without an outlet it must be, I suppose, the balance between the precipitation and the evaporation which, in the main, determines the rhythm of the changes of the height of the ancient lakes. It is remarkable that this conformity of the curves also can be stated for basins with outlets where there are other and local factors which influence the height of the lakes. The curve from the Tana basin shows in its whole length a pronounced similarity to the curves of the basins of Zwai-Shala and Nakuru.

If thus the common cause for the changes in height of the ancient lakes is to be sought in the variations of the balance between precipitation and evaporation and, as the curves can only register the top-levels of the lakes, a small difference in height between two successive lakes means a slight tendency towards desiccation, while a great difference indicates a more marked transition to drier climatic conditions.

As it, quite naturally, seems to be the changes of climate which are reflected in the similar variations, indicated by the curves of the height-

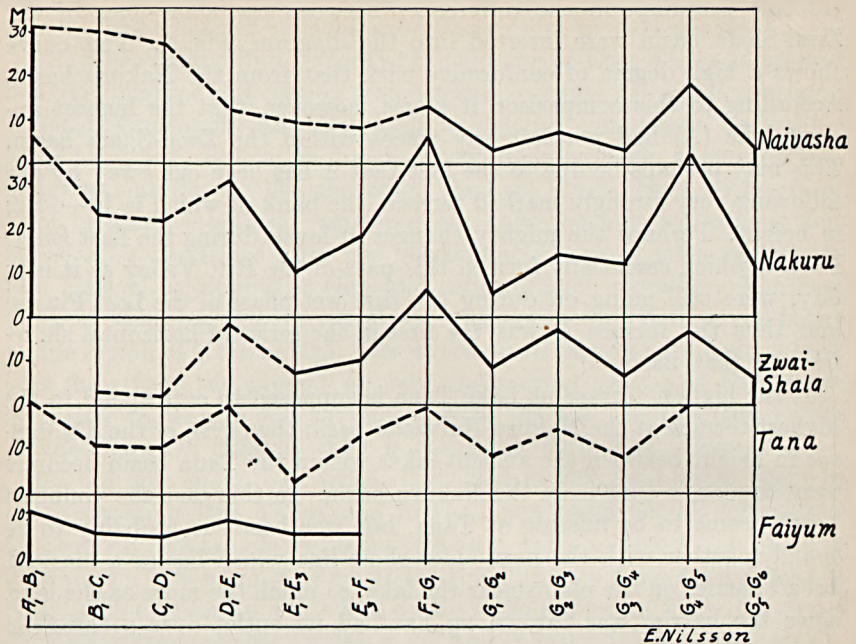


Fig. 2. Diagrams of height-differences between successive ancient lakes in the Naivasha, Nakuru, Zwai-Shala, Tana, and Faiyum basins. Dotted or full lines refer to basins with or without outlets, respectively.

differences of the ancient lakes, we have in these curves a means for a reciprocal dating of the ancient lakes themselves.

North of the Zwai-Shala basin I found in the Hawash Valley a shore-line, probably the highest, at a height of about 1 800 m above sea-level. The terrace is cut in the lower slopes of the Abyssinian Plateau near the railway-station Modjo at the northern side of the valley, but I also found it across the valley on the slopes of the Somaliland Plateau, and I have traced it at several places along the northern verge of this plateau as far as Dire-Dawa. The shore-line has in this distance an inclination towards the east of about 2.5 m per km. It is probably the same terrace which is described in British Somaliland as the highest of a series of marine terraces. It lies at the Dubar Point S of Berbera at about 200 m above sea-level and the inclination of its eastern section is thus about 2 m per km.

From the present position of this shore-line, open on to the Desert of Afar, the Red Sea and the Gulf of Aden, it is obvious that an irregular elevation of this part of the Great Rift Valley has taken place. That especially the Hawash Valley acted as a centre of elevation along which

the edges of the plateaux were lifted up is manifested by studies of terraces like those mentioned above but also by observations on the Abyssinian Plateau. Up there I came across ancient lake-sediment at several places on both sides of the great curve of the Blue Nile. The sediment lies the higher the nearer it is situated towards the Hawash Valley. The ancient lake in which the sediment was deposited, I called Lake Yaya after the village Yaya, where I measured a probably complete section, about 80 m thick through the sediment which is covered and protected by a bed of basalt having a thickness of 20 m. The probable area of Lake Yaya ought to have been about 7—8 times larger than that of Lake Tana. This ancient lake, so extensive in relation to its relatively small catchment area and probably situated at about 1 700 m above the sea, requires pluvial conditions for its existence. That this wet »Yaya-epoch» must belong to the Great Pluvial appears from the fact that the shore-lines of the Last Pluvial in Abyssinia are all horizontal. The sediment of Lake Yaya also resembles very much the Kamasia sediment, being mainly consolidated into a soft sandstone.

The above mentioned movements along the Rift Valley and thereby also the throwing over of the Yaya basin appear to have taken place, at least in their greater part, during the Last Inter-Pluvial epoch. Only then could the Blue Nile cut out its ravine through the area of the former Lake Yaya. As a result the age of this part of the Blue Nile will be determined, even though the more westerly part of the river might previously have served as an outlet for Lake Yaya.

As the Nile through both of its main tributaries, the Blue Nile and the White Nile, reaches right up into the highlands of East Africa, where its proper sources lie, it may be assumed that at least the most important changes between wet and dry phases during the Last Pluvial will be registered in the Nile Valley. Through the comprehensive investigations by K. S. SANDFORD and W. J. ARKELL (1929) along the Nile Valley from the second Cataract to the Mediterranean Sea certain distinct phases of development from this time have been elucidated, represented by the strongly marked so-called Nile terraces. Their »Mousterian terrace», »Late Paleolithic terrace-Lower Sebilian» and »Late Paleolithic level-Middle Sebilian» have also been traced by them through the Hawara Channel to the Faiyum Depression, where the terraces directly pass into the three highest ancient shore-lines belonging to a series of 7 which have previously been explored by G. CATON-THOMPSON and E. W. GARDNER (1929). See Fig. 3! These

refer the highest of the ancient lakes in Faiyum, owing to rich finds of Palaeolithic tools on its shore line, to Mousterian times. The two following lakes are also referred to the Palaeolithic period, while the fourth lake (»57 ft lake» = 18.7 m lake) is of Neolithic age. It is supposed that the youngest of the seven ancient lakes dates from about 3 500 B. C.

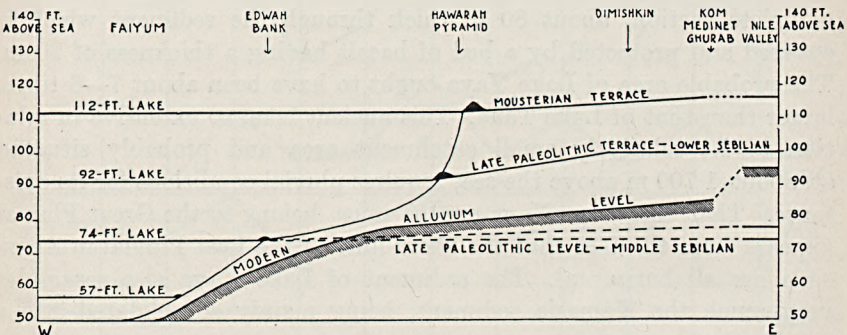


Fig. 3. Connection between Nile terraces and the older ancient lakes in Faiyum (According to K. S. SANDFORD and W. J. ARKELL).

Assuming that the Nile terraces as well as the ancient lakes in Faiyum are a kind of registration of changes of climate, above all changes of precipitation in East Africa, I have drawn a curve of height-differences for these ancient lakes in Fig. 2, in which the oldest Faiyum lake has been assumed to be contemporaneous with the oldest lake (A) in the East-African series. In sediments from this lake at Naivasha I have also found Palaeolithic tools of Kenya-Mousterian (or developed Levalloisian) type. In the Faiyum-curve the higher of the two shore lines, belonging to the oldest lake, represents the latter, and lakes 6 and 7 probably belong to the same phase, as the difference of age between them would only be about 500 years. The shore-line of the lower lake has not, in fact, been developed to any larger extent. In comparison with the curves from Tana and Nakuru the Faiyum-curve shows a strikingly similar, if less accentuated course.

According to the curves of height-differences in Fig. 2 the groups of East-African ancient lakes A—F, representing the four moist phases of the Last Pluvial and two similar phases at the beginning of the Post-Pluvial epoch, are thus correlated with the phases of the ancient lakes in Faiyum according to the following table where also the three Nile terraces have been included, which, according to SANDFORD, are contemporaneous with the three oldest lakes in Faiyum (1935). See Fig. 3!

	Last Pluvial				Post-Pluvial epoch		
	A ₁ (A ₂)	B ₁	C ₁	D ₁	E ₁ , E ₃	F ₁	G ₁
East Africa . . .							
Nile Valley . . .	›Mousterian terrace›	›Late Paleol. terrace›	›Late Paleol. level›				
Faiyum	40.7 m (36.7) 112 ft	30 m 92 ft	24 m 74 ft	18.7 m 57 ft	10 m, 4 m	- 2 m	?

According to the above correlation the ancient lake D in e. g. the Nakuru basin would thus be contemporaneous with the 18.7 m lake in Faiyum. It is therefore highly interesting to state in this connection that these two lakes have previously been dated according to different methods, resulting in an age determination which, practically, also shows contemporaneity. Owing to Neolithic finds in the shore-line of the 18.7 m lake CATON-THOMPSON and GARDNER have, in fact, fixed its age at about 7 500 B. C., while two varved sediments deposited in the Nakuru basin during the last part of the moist phase D have been dated by GERARD DE GEER to 7 290—7 150 and 6 780—6 620 B. C., respectively (1934). Though the maximum of D must have occurred several centuries before the deposition of the oldest of the varved sediments, D has in all probability its correspondence in the 18.7 m lake, the age of which has not probably been determined in a wholly exact manner by means of the said finds.

The two curves in Fig. 4 show changes of water level in the Faiyum Depression (according to CATON-THOMPSON and GARDNER) and the Nakuru basin and have been drawn on the same time-scale where the figures designate thousand-year periods. According to the curves of height-differences in Fig. 2, F₁ would be contemporaneous with the - 2 m lake. This correlation is confirmed by archaeological finds in a site at Nakuru. Among stone-age tools washed up by F₁ there have also been found pearls which, according to LEAKEY date from about 3 000 B. C. E₁ and E₃ in the Nakuru-curve have been drawn directly opposite the 10 m and 4 m lakes, respectively, with which they would be contemporaneous. The younger parts of the pluvial phases D and C have been dated by DE GEER by means of their varved sediments, while the position of their maxima on the time scale is still uncertain. Neither can it be said that the corresponding lakes in Faiyum which have been dated by means of Neolithic and Late-Palaeolithic finds in their shore-lines have been determined wholly exactly as to time; for this reason nothing seems to refute the assumption of contemporaneity as indicated by the curves of height-differences.

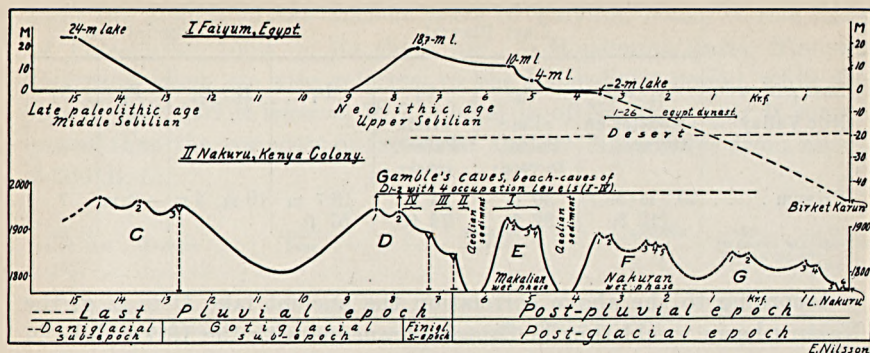


Fig. 4. Comparison between the changes of water level in the ancient lakes in the Faiyum Depression and the Nakuru basin. The Faiyum-curve according to CATON-THOMPSON and GARDNER. In the moist periods C and D of the Nakuru-curve varved sediments dated by G. DE GEER are designated by V. The figures of the time scale indicate thousand-year periods.

From the Nakuru Basin there has been registered a close connection between series of geological and archaeological observations. In one of two caves («Gamble's caves»), developed into shore caves by D_1 and D_2 , there have been unearthed 4 «occupation levels» of which the youngest is over- and underlaid by aeolian sediment transported there during two arid periods traced in especially strongly marked discordances down to the level of Lake Nakuru. They occurred before and after the first moist phase (E) of the Post-Pluvial period. Between the culture layers II and III three human skeletons of a non-negroid race were found.

In the Nakuru Basin there are no other criteria for dating shore-lines younger than F; these must therefore be included arbitrarily. It will probably be possible to trace shore-lines corresponding to them in the Faiyum Depression below the — 2 m lake. There may also be possibilities in this region of dating ancient lakes; thus the time-correlation of the climatic changes in East Africa and Egypt with the help of variations in water-level may be extended to present time.

The study of the East-African ancient lakes and ancient glaciers is a modest contribution to the results arrived at in practically all latitudes and which strongly intimate that the climatic changes in the Quaternary were contemporaneous all over the earth. On this assumption it would be tempting to ask: Which are in N. Europe the correspondences of the climatic changes in East Africa as now referred to? From Fig. 4 it will appear that the fourth moist period of the Last Pluvial seems to be approximately contemporaneous with the Middle-Swedish terminal moraines. The immediately preceding extremely arid sub-

epoch would thus correspond to the Gothi-Glacial melting period, whereas the third moist period seems to correspond to the Malmö—Ystad moraines. The two highly arid periods of the Post-Pluvial epoch immediately before and after 6 and 4 thousand years B. C. must in this case also have their correspondences here. At present there is not, however, any possibility of a more detailed comparison between the Quaternary climatic changes in East Africa and North Europe; for this reason this comparison must be limited to this first fragmentary attempt.

R e f e r e n c e s .

- CATON-THOMPSON, C. and GARDNER, E. W., 1929, Recent work on the Problem of Lake Moeris, *Geogr. Journ.*, Vol. 73. No. I, 1929, pp. 20—60.
- DE GEER, GERARD, 1934. Equatorial Palaeolithic varves in East Africa *Geogr. Annaler*, Stockholm, 1934, Vol. 16, pp. 75—96.
- GARDNER, E. W., 1929. The Origin of the Faiyum Depression. *Geogr. Journ.*, Vol. 74, No. 4, 1929, pp. 371—383.
- LEAKEY, L. S. B., 1931. The Stone Age cultures of Kenya Colony. Cambridge, 1931.
- , 1936. *Stone Age Africa*, London, 1936.
- NILSSON, ERIK, 1932. Quaternary Glaciations and Pluvial lakes in British East Africa. *Geogr. Annaler*, Stockholm, 1932, Vol. 13 (1931), pp. 241—348).
- , 1935. Traces of ancient changes of climate in East Africa. *Geogr. Annaler*, Stockholm, 1935, Vol. 17, pp. 1—21.
- SANDFORD, K. S. and ARKELL, W. J., 1929. *Paleolithic Man and the Nile-Faiyum Divide*, The University of Chicago Oriental Institute Publications, Vol. X.
- SANDFORD, K. S., 1935. *Paleolithic Man and the Nile Valley in Upper and Middle Egypt*. The University of Chicago Oriental Institute Publications, Vol. XVIII.

Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden.

En preliminär orientering.

Av

LENNART VON POST.

(Manusk. inkommet $\frac{9}{5}$ 1938.)

Stockholms Högskolas Geologiska Institut har sedan år 1932 som sin främsta vetenskapliga arbetsuppgift att verkställa en systematisk utredning av nedre Viskadalens kvartärgeologi. Undersökningens syfte är att genom exakt och minutiös rekonstruktion av den geografiska utvecklingen inom den del av Viskans dalgång, som vid nedisningens upphörande bildade en fjord av havet, åvägabringa ett material, på grundvalen av vilket de båda för Nordens nivåförändringar bestämmande grundfaktorerna — nämligen dels landkroppens isostatiska rörelser, dels oceanytans eustatiska höjdförändringar — skola kunna kvantitativt beräknas var för sig. Att numeriskt fastställa gången och svängningsamplituderna hos »den eustatiska kurvan» för de sista 15 årtusendena är, kort uttryckt, undersökningens slutmål.

»Geologiska Institutets Viskaundersökning» utföres som övningar med studenter och har beräknats kräva en totaltid av ungefär tio år. Den har hittills — tack vare de vetenskapliga fondernas välvilja — kunnat bedrivas i överensstämmelse med den uppgjorda arbetsplanen och är nu, vad fältarbetet angår, genomförd till ungefär hälften. Sedan nu, tack vare enskild frikostighet, även Viskaundersökningens slutförande blivit ekonomiskt säkerställt, kan arbetet väntas vara fullbordat omkring år 1942.

Först då är tiden inne att närmare analysera det månggrenade komplex av problem, som undersökningen från början varit inriktad på eller som uppstått sig under arbetets gång. Men detta har nu nått en punkt, vid vilken en preliminär översikt kan vara berättigad. Denna översikt måste emellertid begränsas till vissa kardinalfrågor och även beträffande dem hållas helt summarisk. De primära resultaten ha visserligen börjat ta definitiv form, men slutsatserna av dem få ännu icke betraktas som annat än mer eller mindre plausibla arbetshypoteser, vilkas prövning tillhör den fortsatta undersökningen. Jämförelser med andra om-

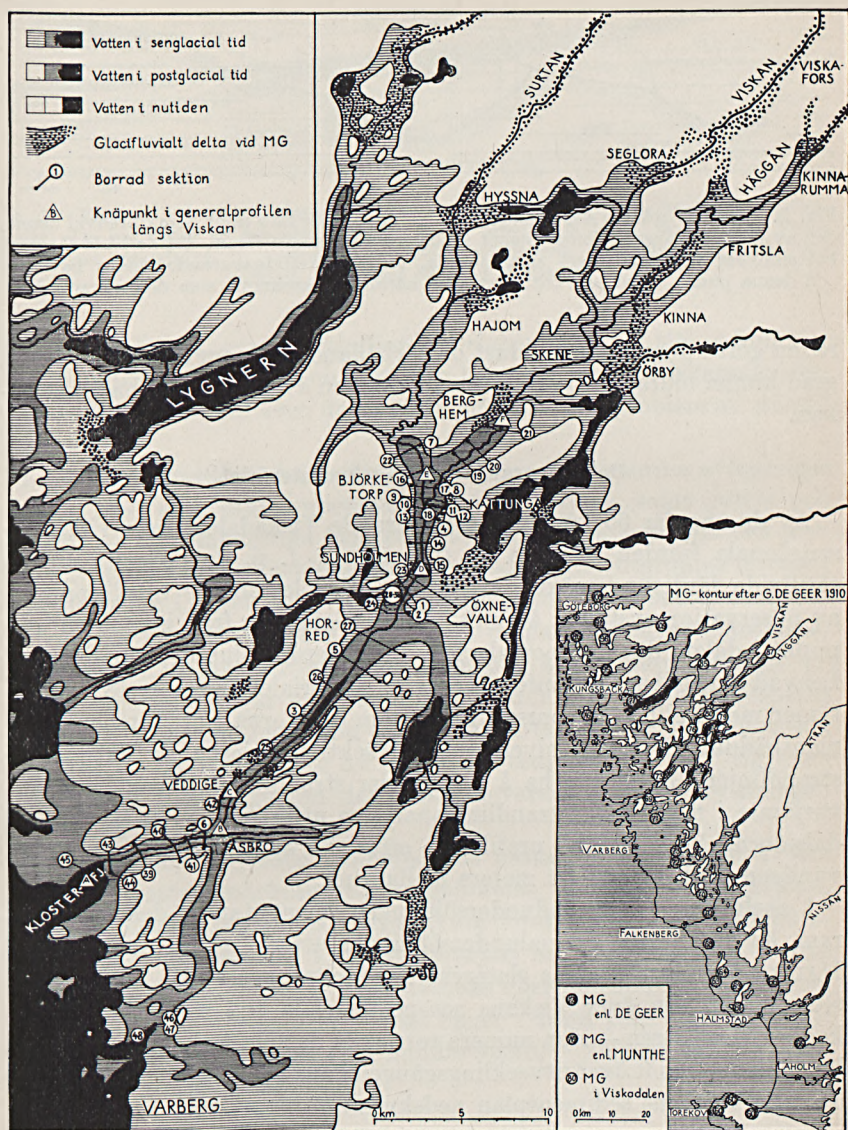


Fig. 1. Viskadalen och angränsande delar av Väst kustlandet i sen- och postglacial tid.

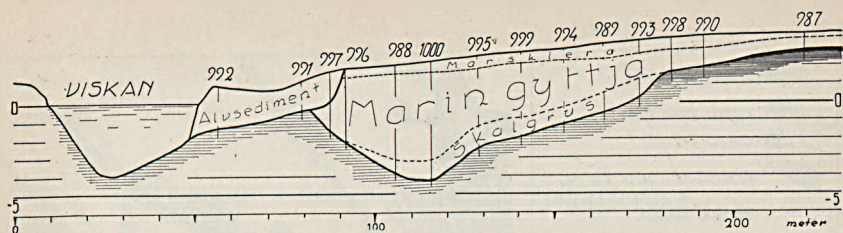


Fig. 2. Parti av sektion 40, visande Viskans nuvarande fåra samt, strax bredvid denna, den av marina transgressionssediment fyllda sen-finiglaciala fåran. Då de båda fårornas bottennivåer praktiskt taget sammanfalla, torde den ifrågakvarande tidens havsnivå å denna punkt också ha varit i det allra närmaste densamma som den nuvarande.

råden göras denna gång endast då förhållandena inom dessa i väsentlig grad kunna bidra till att fixera tolkningen av iakttagelserna från Viskan.

Det nuvarande iakttagelsematerialet.

Av de ungefär 65 km av den nuvarande Viskadalen, över vilka den sen-glaciala fjorden sträckte sig (fig. 1), äro f. n. de nedersta 40 km såtillvida färdigundersökta, att endast kompletterande tillskärpningar av observationssystemet återstå. Detta räcker nu från kusten till den punkt i dalen, där den post-glaciala Viskafjorden slutade, nämligen till Lekvad omedelbart nedanför Berghem. Materialet omfattar 48 tvärsektioner med i allt 1 212 borrhningar genom den forna fjordbottens sedimentbäddar, ävensom nivelleringar i sektionlinjerna av dalsidornas strandlinjer. Dessutom ha å två partier strandlinjesviterna kartlagts, varjämte i några fall »strandlinjeanalyser» utförts, d. v. s. stycken av dalsidorna ha noggrant profilerats efter ett antal jämlöpande linjer, vanligen med ungefär 50 meters mellanrum.

I anslutning till huvudundersökningen, men utanför dess egentliga ram, ha detaljerade specialundersökningar utförts av fil. mag. EWALD HALLIN över fornfjordens glaciala randdeltan och av fil. kand. CARL-GÖSTA WENNER över Viskans sen-post-glaciala och subrecenta delta-kedja i Veselången — den numera torrlagda dalsjön nederst i den slutna bergdalen — samt över utvecklingsgången i åns till Veselången anslutande, i dalbottens sedimentplan nedskurna erosionsfåra.

Huvudpunkter i dalgångens sen- och post-glaciala utveckling enligt bottensedimentens stratigraf.

Viskadalens bottensediment äro dels isälvsavlagringar av sand och grus, dels yngre finsediment. Där de förstnämnda ensamma bilda dal-

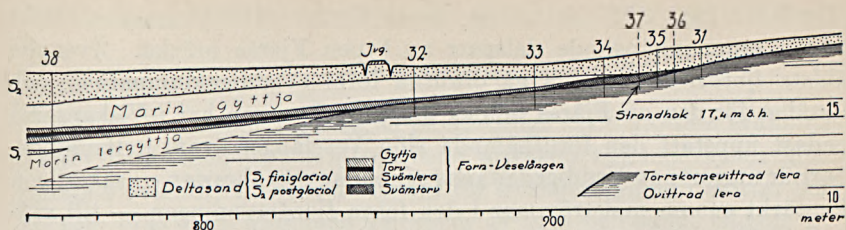


Fig. 3. Parti av sektion 4, visande utkilandet mot höger av Forn-Veselångens avlagringar. De begränsas av ett abrasionsplan i den senglaciala leran, markerande Forn-Veselångens strandnivå. T. v. spetsen av en i sektionens fortsättning kraftigt utvecklad, finiglacial bädd av deltasand.

botten — d. v. s. ovanför fornfjordens slutpunkter vid MG — kommer någon undersökning av dem icke att äga rum inom Viskaundersökningens ram, ehuruval även dessa bildningar erbjuda problem av största intresse.

I det forna fjordområdet sedimentserier omväxla marina avlagringar — lera, med eller utan impregnation av svaveljärn, samt gyttja och skalgrus — med lakustrina lagerkomplex av gyttja, svämmlera och torv (fig. 2, 3, 4). I stor utsträckning äro dessa båda sedimentgrupper lätta att särskilja redan i fältet, tack vare deras innehåll av mollusker eller makroskopiska växtrester. Men inom vissa dalpartier kräves diatomacéanalys härför. I lagerserierna ingå även mer eller mindre kraftigt utbildade deltainlagringar eller strandsandbäddar, ävensom marskskikt med riklig huminimpregnation (beckjord). Utsträckningen av forntida marktytor — numera täckta av akvatiska sediment — låter sig även systematiskt fixeras genom den ännu bevarade torrskorpevittringen (fig. 2 och 3).

Den postglaciala fjorden kännetecknas nästan undantagslöst av ett ända till vattenbetäckningens upphörande påbyggt sedimentplan. Ovan den översta postglaciala strandytan förekommer ett dylikt däremot endast undantagsvis. I stället uppträda här abrasionsplan — ofta av ansevärd dimensioner — i dalbottens eller dalsidornas senglaciala lerbetäckning. Den senglaciala leran ligger i dessa plan till betydande del blottad, men kan — mer eller mindre lokalt — vara pålagrad av deltasand eller strandsand.

Beträffande utvecklingsgången har bl. a. följande blivit konstaterat:

1. De båda glacifluviala randdeltan, vilka likt två portstolpar flankera fornfjordens mynning mot det forntida skärgårdsområdet utanför Veddige, och som tillhöra den kedja av mellan-gotiglaciala israndbildningar, som GERARD DE GEER kallat »Göteborgsmoränen»

(DE GEER 1913, 1917), ha aldrig, såsom NELSON (1910) förmodat, bildat någon sammanhängande dalspär av typen Fjärås bräcka. Även de äldsta fjordstrandlinjerna gå obrutna förbi »Veddige klumparna»; och i stället för den av Fjärås bräcka indämda Lygnern har i Viskans dal endast uppstått den förutnämnda sjön Veselängen, vars indämningsbarriär utgjorts av Veddigedeltans genom havets abrasion — säkerligen förstärkt genom malströmmar i den forna fjordmynningen — till vidsträckt grusplan avjämnade sockelpartier, och vars djup aldrig överstigit några få meter.

2. Regressionen från MG (69—87 m ö. h.) har i själva kustbandet fört stranden ned till en nivå helt nära den nuvarande havsytans. Detta bevisas genom höjdläget av dåtida litorala abrasionsplan — i sektion 45 vid Klosterfjorden 1.8 m u. h. — ävensom av Viskans till dem anslutande erosionsfåra (fig. 2), vilka båda företeelser vid sektionsborrningarna nedanför Åsbro frampreparerats under täckande marina sediment.

3. Även på detta utvecklingsstadium har en dalsjö — Forn-Veselängen — uppstått ovanför Veddigetträskeln. Den räckte till Kattunga. Dess strandnivåer — abrasionsplan i lera — ha framborrats i flera av sektionerna (fig. 3). Lagringsförhållandena registrera upprepade växlingar i sjöns vattenstånd. Detsamma är konstaterat beträffande den yngre Veselängen. Forn-Veselängens slutliga passnivå har legat något lägre än den sistnämndas, säkerligen beroende på att marin abrasion i dalmyningen under skedena mellan de båda sjöarnas tillvaro fyllt igen den äldre erosionsfåran med så grovt material, att Viskan icke märkat ånyo erodera sig ned till fullt samma djup som förut. En liknande tilltappning av Forn-Viskans fåra, med åtföljande höjning av passträskeln, är konstaterad vid Åsbro, där den nutida Viskan bildar sin nedersta fors. Denna existerade icke i finiglacial tid.

4. Den stora postglaciala havstransgressionen har återbildat en Viskafjord, vars spets låg vid Berghem, ungefär 25 km nedom huvuddalens senglaciala fjordspets. Transgressionsmaximets strandnivå ligger här 30 m och vid den nuvarande kusten 16 m ö. h. Vid regressionen härifrån isolerades den nya Veselängen, då Viskans mynning låg vid Sundholmen. Detta inträffade i gånggriftstid. Därefter har Veselängen dels på grund av landhöjningens uppåt dalen starkt tilltagande intensitet, dels till följd av igengrundning genom Viskans deltasedimentation fått sin övre ände successivt förskjutet nedåt, så att sjön, när den 1858 uttappades, slutade vid Horred (WENNER 1938).

Strandlinjerna.

MG är i Viskadalen registrerad på åtskilliga sätt: 1:o som svallningsgräns i morän med ett mer eller mindre markerat hak mot den osvallade moränen ovanför, 2:o som övergräns för frostsprängning i blottat berg, 3:o som praktfullt utbildade deltaplan av grus och sand, bildade av i fornfjorden mynnande isälvar och, som HALLIN funnit, med sina proximalpartier belägna högst någon meter under de angränsande moränslutningarnas svallningsgräns. Dylika MG-deltan förekomma undantagslöst i de forna fjordspetsarna (Örby, Kinnarumma, Seglora och Hyssna), men därjämte också på åtskilliga andra håll både i huvuddalen och i sidodalarna, t. ex. vid Öxnevalla, Berghem, Kattunga, Fritsla och Hajom. Särskilt i betraktande av att Viskadalens MG, såsom nedan visas, är anomal både till åldersställning och höjdläge, förtjänar det framhållas, att GERARD DE GEER på sin karta över »Södra Sverige i senglacial tid» (DE GEER 1910) riktigt anger fornfjordarnas utsträckning, medan däremot det å MUNTHES samtidigt publicerade karta (MUNTHE 1910, pl. 47) införda isobassystemet är missvisande, ehuru även där den forntida strandkonturen är i huvudsak riktig.

Strandvallar ha nästan ingenstädes uppkastats vid den senkvartära Viskafjordens stränder. Däremot äro de erosiva strandspåren från strandlägena nedanför MG genomgående så väl utvecklade, att Viskadalen som fält för systematiska nivåförändringsstudier överglänser alla av mig kända områden i vårt land, Gotland icke undantaget. De förekomma såväl i morän — och t. o. m. berg — som i de efter dalsidorna uppstigande täckena av marin lera.

Moränstrandlinjerna äro mestadels de minst upplysande. Dels är berggrundens moränhölje i dessa trakter som regel tämligen svagt utvecklat. Dels tåla — med vissa undantag — de däri utskurna strandhaken i avseende på formskärpa och dimensioner knappast jämförelse med dem i berg eller lera.

Bergstrandlinjerna äro å vissa dalsträckor vanliga, och tack vare järngnejsens starka bankning och förklyftning har den litorala nedbrytningen ofta blivit ansenlig. Därvid har frostsprängning varit en huvudfaktor, och bergstrandlinjer av, som det förefaller, arktisk typ (NANSEN 1922, TANNER 1930), förekomma på högre nivåer.

Lerstrandlinjerna äro emellertid de fornstrandformer som framför allt göra det möjligt att i Viskadalen med sällsynt fullständighet rekonstruera de senkvartära strandförskjutningarnas händelseföljd. De kunna bilda på långt håll synliga och kilometervis följbara hyllor i dalsidorna.

I den övre, ännu endast orienteringsvis rekognoscerade dalsträckan fortsätta de på dalbotten i form av vidsträckta abrasionsytor, utformade genom infraakvatisk erosion i fjordens icke hårdnade bottenlam. Uppehållen i strandens nedåtvandring bli under sådana förhållanden registrerade på ett storartat sätt. Men även dalsidornas lerhyllor ha oftast så väl utvecklade plan, att deras nivå trots brinkarnas ofta betydliga utfläckning genom odlingen kan fixeras med tillfredsställande skärpa.

Härtill kräves dock för varje lokal en så omfattande serie av bestämningar, att tillfälligheterna bli eliminerade i det erhållna medelvärdet. I all synnerhet måste iakttagelseskärpan drivas till det yttersta vid de talrikt förekommande strandlinjer, vilka jag vill kalla *polygena*, d. v. s. där flera olikåldriga strandlinjer skära in i varandra. Huvuddelen av det material, på vilket de nu meddelade isobasytediagrammen bygga, är emellertid de observationer, som mer eller mindre slumpvis erhållits vid den orienterande sektioneringen.

Isobasytorna och deras ålder.

Ordet isobasyta begagnas här i den av RAMSAY (1924) föreslagna betydelsen, d. v. s. för att beteckna det mer eller mindre uppresta och deformerade plan, som ett isokront system av fornstrandmärken bildar. Det är på serien av olikåldriga och allt efter ålder olika branta isobasytor, som det slutliga isärräkandet den isostatiska och den eustatiska faktorn skall baseras. Följaktligen är det en *conditio sine qua non* för uppnåendet av Viskaundersökningens huvudsyfte, att systemet av isobasytor blir invändningsfritt fastställt och tidfast.

Det har emellertid visat sig, att Viskadalens isobasytesystem är så komplicerat, att det nu föreliggande iakttagelsematerialet icke är tillräckligt för att slutgiltigt utforma detsamma. Därtill fordras både tätare observationslokaler och minskad felmarginal å de enskilda bestämningarna. Den nuvarande osäkerhetsgraden kan uppgå till $\pm 1/2$ meter. Men den måste på nyss antytt sätt bringas ned till 0.1 å 0.2 m. I de här meddelade strandlinjediagrammen (fig. 4—6) är därför observationernas korrelering, särskilt vad de äldre strandnivåerna angår, endast provisoriskt genomförd. Men av de alternativ, som i förstone syntes föreligga, har det, efter vilket diagrammen fig. 4—6 konstruerats, visat sig vara det enda som icke leder till inkonsekvenser.

Enbart ett distansdiagram — som fig. 4 — skulle icke förmå klargöra sammanhanget mellan de spridda strandlinjeobservationerna, ens om detsamma baserade sig på i terrängen någorlunda fullständigt uppgångna strandlinjer. Ty på grund av dessas metakroni och polygeni

skulle ett sådant förfaringssätt allt för lätt kunna föra vilse. Den här framlagda diagramkonstruktionen är alltså väsentligen utförd medels den relativa gradientmetoden, d. v. s. på basis av fig. 5, men med ständigt beaktande av de i fig. 4 framträdande förhållandena. Därjämte föreligga emellertid flera data, vilka tillsammans motsägelsefritt fastlägga systemets principiella grunddrag. Dessa data äro följande:

Först och främst låter sig PG i allmänhet lätt identifiera dels genom sin kraftiga utbildning, dels genom sin egenskap av sedimentationsgräns för den postglaciala fjordens lätt igenkännliga avlagringar. Denna strandnivå är i relationsdiagrammen (fig. 5 och 6) använd som referenslinje. PG är metakron; och skärningspunkten mellan PG1 och PG2 ligger, såsom även annorstädes befunnits vara fallet, 19.5 m ö. h.

Nästa hållpunkt ges av Forn-Veselängens strandsystem och den däremot svarande havsytan. Forn-Veselängens tid är genom pollendiagram för dess lagerserie befunnen motsvara det baltiska *Ancylus-maximets*. Det var då själfallet att undersöka, huru relationslinjerna från Forn-Veselängen förhålla sig till Vänerbassängens VG1 och VG2 (VON POST 1929, 1933, 1934). Vänerdiagrammets relationslinjefigur infördes i Viskadiagrammet på basis av antagandet, att Viskans PG2 ekvivalerar Gotlands med Vänerdiagrammet sammankopplade LG2 (VON POST 1934, fig. 10). Resultatet blev otvetydig parallellitet mellan Forn-Veselängens relationslinjer å ena sidan samt de extrapolerade VG1 och VG2 å den andra. De sistnämnda löpa på ifrågavarande isobaslatitud så nära varandra, att de måste behandlas kollektivt. Den pollenanalytiskt funna tidsekvivalensen mellan Forn-Veselängen, VG1—VG2 samt AG i *Balticum* är sålunda verifierad med hjälp av den relativa gradientmetoden; och lutningen av ifrågavarande tidsrelationslinje i Viskadiagrammet är fastställd.

Men det föreligger en skenbar inadvartens. Forn-Veselängens relationslinjer ligga vid eller under VG1—VG2-linjerna för havsytan, vilket ju skulle innebära det paradoxala förhållandet, att även Forn-Veselängen själf legat under den samtida HY. Men nu tillhöra VG1 och VG2 just den fas i utvecklingen, som bildar vändpunkten mellan den sen-glaciala regressionen och den postglaciala transgressionen (fig. 7). Denna vändpunkt ligger mellan de tider, som de ifrågavarande nivåerna representera, men det har tidigare aldrig kunnat fastställas, hur djupt under den kollektiva VG1—VG2-nivån den negativa strandförskjutningen under denna mellantid nått. Uppllysning härom ges emellertid av Viskadiagrammets yttersta parti. Där föreligger nämligen en isobasyta även för VG1—VG2-tidens HY. Denna (PO) ligger parallell med Forn-Veselängens strandytor, men 5.5 m under den översta av dessa och 2 m under den lägsta (fig. 5—6).

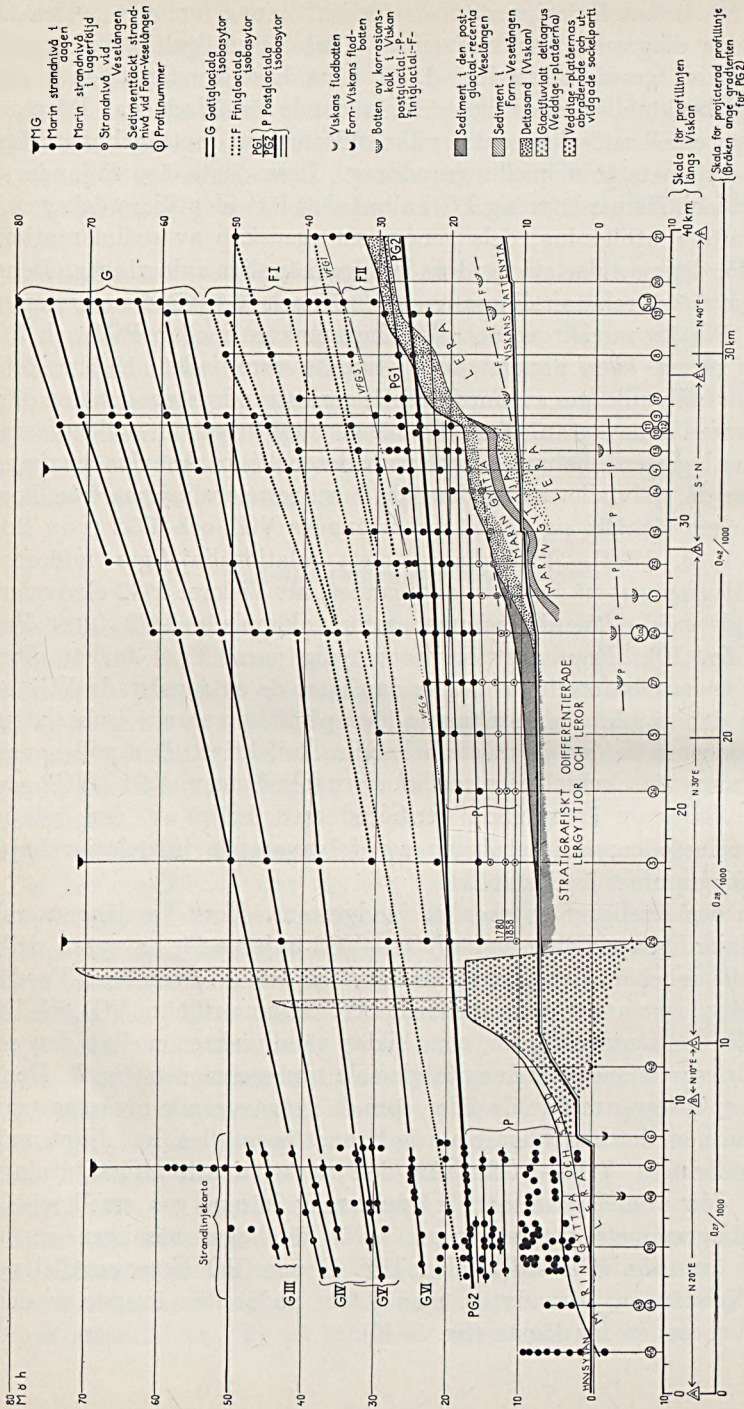


Fig. 4. Längdsektion och strandlinjedigram för Viskadalens postglaciala formfjord (kusten—Berghem).

En ytterligare kontroll ger Viskans »extrema korrasionsnivå» vid Forn-Veselångens tid. Den stratigrafiska sektioneringen har visat, att både den postglacial-recenta och den äldre Viskan inom sitt mynningsparti här och där i den lösa lera, vari dess fåra nedskurits, utsvrvat grytlika fördjupningar, som kunna nå mer än ett tiotal meter under den normala fårans bottenivå. Liknande erosionsformer har ENGSTRÖM (1934) funnit i den nutida Götaälvs nedersta parti. Det genomsnittliga maximidjupet för dessa erosionsgrytor kallar jag »den extrema korrasionsnivån». Grytorna framträda tydligt i lagerserierna, tack vare den sandfyllning, som de erhållit genom senare strand- eller deltsedimentation. Diagrammet fig. 4 visar, att en klar skillnad föreligger mellan den postglacial-recenta Viskans extrema korrasionsnivå (P) och den till Forn-Veselången anslutande (F). Den förstnämnda samordnar sig, vad lutningen beträffar, otvetydigt med de unga isobasytorna. Den äldre ligger däremot i samma ungefärliga gradient som Forn-Veselångens isobasyta och den däremot svarande marina strandnivån (PO).

Sedan korrelationen med AG—VG blivit fastställd, har en tillförlitlig utgångspunkt erhållits för att undersöka Viskadiagrammets förhållande först och främst till Vänerdiagrammet (VON POST 1929) som helhet betraktat. Såväl samtliga VFG-linjer som den i Vänerdiagrammet endast hypotetiskt införda relationslinjen för en äldre finiglacial isobasyta — »FGI» — böra, om de över huvud taget återfinnas vid Viskan, ligga inom linjegrupperna F1 och F2 i Viskadiagrammet, d. v. s. inom de grupper av strandtytor, som i tiden närmast föregå Forn-Veselångens. För att undersöka, huru härmed förhåller sig, ha Vänerdiagrammets nyssnämnda isobasytelinjer på enahanda sätt som VG-linjerna införts i Viskadiagrammet (fig. 4—6).

FGI-linjen visade sig därvid sakna exakt motsvarighet i Viskadiagrammet. Men 5—7 meter nedom densamma och i obetydligt brantare lutning återfinnes en isobasyta, vilken liksom den från Vänerområdet extrapolerade FGI-ytan avskär Viskadiagrammets äldsta isobasytor, Gytorna. Inom Vänerområdet är FGI-linjen bestämd av endast fyra »MG»-värden, av vilka tre hämtats ur litteraturen. Det kan sålunda icke väntas, att lutningen hos linjen i fråga skulle vara så fixerad, att dess extrapolerade fortsättning söderut kunde bli exakt. Viskadiagrammets båda översta FI-linjer peka också rakt på den nyssnämnda gruppen »MG»-värden i Vänerområdet. Under sådana förhållanden måste överensstämmelsen mellan den extrapolerade FGI-linjen och Viskadiagrammets äldsta FI-linje anses vara så god, att tvivel om deras identitet knappast kan råda. Det bör ock bemärkas, att den översta av de avskärande, och följaktligen transgressiva, isobasytorna i FI-gruppens

mittparti vid extrapolation till lägre isobaslatituder exakt träffar den vid Lejeby (von POST 1933) under postglaciala transgressions sediment på 4 m ö. h. funna strandyta, som — enligt förhållandena vid Lejeby — borde vara antingen sent gotiglacial eller tidigt finiglacial, men vars närmare datering på sin tid lämnades öppen.

Mera oklar ställer sig korrelationen med Vänerdiagrammets FVG-linjer. Men, ehuru dessas motsvarighet i Viskadiagrammet ännu icke kan invändningsfritt uppvisas, framskyntar dock deras karakteristiska linjekombination på sådant sätt, att även den förefaller att bilda ett huvudled i Viskadalens isobasystem. På samma sätt som G-ytorna avskäras av FI-gruppens översta isobasyta klippes FI-serien i sin tur i diagrammets nedre högra del av av en annan grupp observationer, vilken börjar vid PG:s nivå å isobaslatituden $PG =$ ungefär 20 m och därefter stiger uppåt dalen för att längst till höger i det nu föreliggande diagrampartiet med sin översta linje nå nära 40 m ö. h. Denna observationsgrupp täcker det fält i diagrammet, som VFG-linjerna enligt extrapolationen skulle bilda. Systemets enskilda element komma visserligen endast antydningssvis till synes. Men just inom det ifrågakvarande diagramfältet ligga skärningspunkterna för bl. a. VFG1—2 å den ena sidan och VFG3—4 å den andra; och det skulle givetvis fordras ett särskilt tillskärpt observationssystem för att få en så komplicerad linjekombination fullständigt belagd. Nu framträder det punktfält, som skulle svara däremot, endast som en anhopning av punkter, i vilken dock linjegruppen VFG3—4 skyntar och — vid isobaslatituden $PG_2 = c:a$ 25 m — skär ut från den brantare VFG1-linjen i riktig vinkel. Just detta dalparti är emellertid ett av dem, som måste underkastas mer än vanligt minutiös strandlinjeanalys för att säkert kunna tolkas.

VFG-gruppens förhandenvaro eller frånvaro i Viskadalens isobasystem torde dock knappast kunna konstateras på grundvalen av observationer från den nu genomarbetade dalsträckan. Den avgörande kontrollen kommer emellertid att erhållas i fornfjordens övre del, vars serier av abrasionsplan kunna väntas huvudsakligen motsvara just de ännu oklara avsnitten av den nedre dalsträckans fornstrandssystem, och där t. o. m. de enskilda planens gradienter komma att ge klara direktiv för diagramkonstruktionen.

Det återstår så att söka åldersställningen av de grupper isobasytor, vilka i Viskadiagrammen sammanförts under beteckningen G. Av dessa äro, som fig. 4—6 visa, endast grupperna GIII—VI tillräckligt belagda inom Viskaområdet, medan GI, GII och GVII synas kunna uppställas på basis av från anslutande delar av Halland föreliggande iakttagel-

ser. Av de sistnämnda måste emellertid särskilt GVII ännu anses tämligen osäker. För grupperna GIII—GVI är gradienten befäst genom sammanhängande kartering av den halvmilslånga sträckan Åskloster—Åsbro (utförd 1936 av C.-G. WENNER och E. HALLIN).

G-linjernas relation till F-linjerna — av vilka FI-gruppen befunnits med största sannolikhet tillhöra det finiglaciala skedets förra hälft — ger som ett rimligt utgångsantagande, att G-linjerna äro gotiglaciala. Vår uppgift blir då att undersöka deras förhållande till de isobasytor från detta skede, vilka man i Finland kunnat korrelera med de geokronologiskt daterade sen-gotiglaciala och gammal-finiglaciala randmoränerna, nämligen den baltiska issjöns strandtytor BI—BVI. Den enda utväg, som härvidlag f. n. står till buds, ges — i brist på pollenanalytiska bestämningar — av den relativa gradientmetoden. Men tillämpandet av denna metod är i detta fall förenat med vissa vanskligheter. För det första äro Viskaområdets strandlinjeserier åtskilligt mera mångledade än de eventuellt motsvarande i Finland. Detta medför givetvis en betänklig grad av godtycklighet vid korreleringsförsöken. För det andra är relationen mellan de sen-glaciala och postglaciala strandtytorna i Finland ännu, såsom en jämförelse mellan de senast därifrån publicerade data utvisar, till en viss grad svävande. Detta gör det omöjligt att som basis för korreleringsförsöket använda AG eller PG (LG). För det tredje föreligga stridiga meningar även i avseende på tolkningen av de sen-glaciala isobasytorerna i Balticum, åtminstone vad angår de sydfinska områdena med en med Viskaområdets jämförlig landhöjningsintensitet (HYYPÄ 1937). Men trots allt detta tyckes ändå en inom rätt snäva gränser entydig korrelation mellan Viskaområdets och Finlands sen-glaciala isobasytor redan nu kunna bringas till stånd.

Man kan nämligen på grund av vad ovan sagts om relationen mellan Viskadiagrammets linjegrupp FI och Vänerområdets isobasytor utgå från att SAURAMOS Y-linjer (SAURAMO 1934) vid Viskan måste ha sina motsvarigheter inom FI-gruppen. Väljes då SAURAMOS YI till referenslinje, och korreleras denna försöksvis med olika av FI-gruppens linjer, visar det sig, att de tre transgressiva linjerna mitt i FI-gruppen ge korrelationer mellan Viskadiagrammets G-linjer och de finska B-linjerna, som visserligen divergera vad de enskilda linjerna beträffar, men som bli samstämmiga, om man håller sig till resp. grupper som helheter betraktade. Den linjefigur, som BI, BII och BIII bilda med den mellersta av de åsyftade FI-linjerna som supponerad ekvivalent till YI, är inlagd i fig. 6, och det framgår, att de relativa gradienterna för GIII—GIV, resp. GV—GVI (?GVII)-gruppen mycket nära sammanfaller med de för BI, resp. BII och BIII(—VI) gällande. Den korrelation, som sålunda erhållits, bestyrkes därav, att samtliga de ifrågavarande linjerna

från baltiska issjön falla mer eller mindre högt över de marina isobasytor, med vilka de visa parallellitet, samt att höjddifferensen mellan dem och de lägsta G-linjerna är 20—25 m, eller ungefär det mått, som man i Finland funnit för den baltiska issjöns tappningar från BII, BIII och BVI (SAURAMO 1934, 1937).

Det är sålunda högeligen antagligt — ehuru väl ännu icke fullt bindande bevisat — att Viskadiagrammets isobasytegrupper GIV—GVI(?GVII) motsvara Salpausselkä-stadierna i den fennoskandiska isens recession. Om, såsom antytts i fig. 6, Hallandsås—Laholms-traktens strandlinjer på 34, resp. 51 m ö. h. samhöra med dels ASKLUNDS från höga nivåer anförda strandlinjer i mellersta Halland (ASKLUND 1936), dels de under Viskaundersökningen på motsvarande nivåer utanför forn fjorden funna, skulle även de mot den mellan-gotiglaciala Göteborgsmoränen svarande strandlägena vara identifierade.

Viskaområdets postglaciala isobasytor lämnas här å sido. Det är emellertid, såsom diagrammet fig. 4 visar, konstaterat, att en mängd dylika förefinnas. Särskilt tydligt framträder inom den egentliga Viskadalen en grupp sådana stranddytor på 60 å 70 % av höjdvärdet för den undre av de båda stranddytor, som bilda den metakrona PG (jfr THOMASSON 1935). Utan tvivel motsvarar denna isobasytegrupp RAMSAYS »andra stenålderstransgression», HYYPPÄS LIV (HYYPPÄ 1937). Dessutom äro bl. a. vid Viskans allra nedersta parti och vid Klosterfjorden (sektionerna 39, 43—44 och 45 å kartan fig. 1) på 3—5 m ö. h. konstaterade — såväl topografiskt som stratigrafiskt — en grupp av strandoscillationer om 1 å 3 meters amplitud. Dessa oscillationer tillhöra uppenbarligen efter-neolitisk tid.

Viskadalens isobasytesystem är, såsom nu torde vara visat, synnerligen mångledat och delvis ytterst komplicerat. När detsamma blivit i alla delar fixerat och tidfäst, kommer utan tvivel — just tack vare dessa förhållanden — ett fullt tillräckligt utgångsmaterial att föreligga för lösandet av Viskaundersökningens huvudproblem: den inbördes relationen mellan de isostatiska och eustatiska nivåförändringarna under senkvartär tid. Trots de allvarliga ofullständigheter, som iakttagelsematerialet ännu företer, synas dock följande för det slutliga systemet grundläggande data redan nu kunna givas:

Gotiglacial tid. — Isobasytor G.

G I, G II: De i södra Halland konstaterade stranddytorna närmast nedom MG (VON POST 1933). Ännu ej påvisade inom Viskaområdet.

GIII—GVI(?GVII): Sen-gotiglacial strandyteserie, motsvarande den baltiska issjöns isobasytor BI—BIII (BVI) och alltså näende in i och slutande med Ra-Salpausselkä-skedet.

Finiglacial tid. — Isobasytor F.

FI-gruppen: Motsvarar med en till visslet gränsande sannolikhet den strandyta inom Vänerbassängen, som i dennas södra del av DE GEER (1910) uppfattats som MG, och torde följaktligen tillhöra det finiglaciala skedets förra hälft. (Den första finiglaciala havstransgressionen, Yoldia-stadiet i Balticum.)

FII-gruppen (endast förekommande inom översta delen av det hittills undersökta partiet av Viskadalen). Synes ekvivalera Vänerbassängens VFG-komplex. (Den andra finiglaciala havstransgressionen.)

Postglacial tid. — Isobasytor P.

P0 (*Forn-Veselängens och det postglaciala marina regressionsmaximumets isobasytor*): Motsvarar Vänerområdets VG1 och VG2, d. v. s. Ancylussjöns transgressionsmaximum i Balticum.

P1, P2 o. s. v.: Serien börjar med det postglaciala transgressionsmaximumets metakrona strandyta (skärningspunkt vid 19.5 m) och innefattar provisoriskt även strandytegrupperna från sen-neolitisk tid, bronsålder, järnålder och historisk tid.

Slutsatser ur Viskadalens provisoriska isobasytdiagram.

Det vore givetvis i högsta grad förhastat, att nu inlåta sig på någon utförligare diskussion av alla de principiella konsekvenser, som Viskaundersökningens empiriska resultat synas medföra beträffande skilda sidor av vår senkvartära geologi. Men några av dem torde dock redan nu böra preliminärt påpekas. All principdiskussion av besläktade eller avvikande, tidigare framförda uppfattningar måste emellertid anstå, eftersom en dylik skulle spränga den avsedda ramen för denna summariska orientering.

1:o. — En landisrest har ännu mot slutet av gotiglacial tid, möjligen t. o. m. in i finiglacial tid kvarlegat vid Viskafjorden.

Det framgår av bikartan i fig. 1 samt av diagrammet fig. 6, att MG vid Viskan ligger abnormt lågt i förhållande till vad fallet är å motsvarande isobaslatituder inom andra delar av Sydvästsverige. Detta

sakförhållande kvarstår, vare sig man använder DE GEERS eller MUNTHES MG-siffror. Vid Göteborgs landhöjningsintensitet (PG1 = 25.5 m) är MG-siffran enligt DE GEER (1910) 92 och enligt MUNTHE (1924) 98 m. Men mot samma PG1-värde vid Viskan (Kattunga) svarar MG = 73 m. Innerst i Viskafjorden (vid Kinnarumma) kan PG endast uppskattas genom extrapolation från den postglaciala fjordsträckan, men enligt denna skulle PG1 ligga på minst c:a 35 à 40 m, möjligen, eftersom gradienten ökar från kusten inåt, ännu högre. MG-höjden är 86.5 m mot 120 à 130 m på motsvarande isobaslatituder i Götaälvsdalen. Detta märkliga faktum kan endast betyda en sak: MG vid Viskan tillhör avsevärt senare landhöjningsstadier än å de nämnda platserna. Man avläser också tydligt i diagrammet fig. 6, hurusom Viskadalens MG visserligen vid fornfjordens mynning inordnar sig i kustlandets MG-system, men inåt dalen får ett höjddeficit, som konsekvent tilltager efter hela den sträcka, som fornfjorden intagit. Då isranddeltan hela vägen ingår i Viskafjordens MG, är det uppenbart, att landis måste ha nått fram till fjorden ännu vid väsentligt yngre strandlägen än de, vid vilka exempelvis isfrontens recession längs Göta älvs dalgång från Göteborg till Vänern ägde rum.

Diagrammet fig. 6 ger emellertid bestämdare mått på denna försening av Viskadalens friläggande från isen. Undersöker man nämligen, huru Viskadiagrammets relationslinjer förhålla sig till dalens MG, framgår följande:

Sträckan Veddige — Berghem: MG bildas av G-linjernas isobasytor och är följaktligen gotiglacial. I Berghemtrakten tillhör emellertid MG icke, som man varit van att förmoda, ett tidigt gotiglacialt skede, utan sannolikt början av Salpausselkä-avsnittet.

Sträckan ovanför Berghem: MG skulle, om gradienten för PG är den lägre av de alternativt antagna, vid Kinnarumma falla på den äldsta isobasytan FI, d. v. s. vara ungefär likåldrig med MG i södra Vänern, eller — m. a. o. — tillhöra finiglacial tid. Men möjligheten står ännu öppen, att Viskadalens fornfjord i sin helhet blivit isfri under gotiglacial tid.

Slutsatsen, att landis i Viskadalen funnits kvar i sen-gotiglacial, eller t. o. m. in i finiglacial tid, strider ju mot vedertagen uppfattning och kan måhända synas alltför djärv. Men i själva verket står kvardröjandet av landis i västra Götaland till sena avsmältningsstadier i så god överensstämmelse med områdets naturgeografiska karaktär, att ett dylikt förhållande kunnat på förhand postulerats. Viskadalens uppland är, som bekant, en av Sydsveriges mest maritima och nederbördsrika trakter, med en årsnederbörd, som, där den kulminerar, överstiger 1 000 mm (jfr WENNER 1938). Under en epok, då klimatet ännu var

arktiskt, kan firngränsen mycket väl här ha legat så lågt, att den stora kontinentisens bortsmältande lokalt blivit avsevärt retarderat (jfr DE GEER 1913), och att till sist partier avskilts från densamma, t. o. m. i form av åtminstone tidtals aktiva separatisar. Det är givetvis från en sådan separatis, som en jökeltunga skulle ha skjutit ned i den sen-gotiglaciala och — möjligen — även i den gammal-finiglaciala Viskafjorden. Angående dess utbredning och avsmältningsförlopp måste särskilda utredningar företas. Redan nu är det emellertid fullt klart, att den mot öster icke nått Lagadalen. Ty dels saknas å räffelkartan varje spår till isrörelse åt detta håll (DE GEER 1910), dels har ERIK NILSSON (1937) positivt uppvisat, att denna dal alltifrån Vättern till söder om Bolmen varit isfri under de ifrågavarande skedena. Likaså vet man, att isrecessionen i Viskans dal N om Borås på normalt sätt gått från söder till norr (SANDEGREN 1918).

2:o. — ASKLUNDS tolkning av den senglaciala utvecklingen i Halland och hans datering av Vendsyssels Zirphæa-lager som gotiglaciala (ASKLUND 1936) har i sina grunddrag bekräftats.

Beträffande Zirphæa-lagren har ASKLUND på ett övertygande sätt fastställt deras korrelation till vissa halländska strandnivåer. Han har vidare genom att skickligt kombinera en mängd olikartade fakta ur Västkustlandets senglacial gjort sannolikt, dels att de nämnda strandnivåerna äro gotiglaciala, dels att de i norr överskäras av det finiglaciala system av isobasytor, för vilket Vänerdiagrammets VFG-linjer gävo det första uttrycket.

Å fig. 6 äro såväl ASKLUNDS strandlinjesiffror som de två danska Zirphæa-nivåerna inlagda i Viskadiagrammet. De förra samordna sig entydigt med Viskadiagrammets G-linjer, och det är därför även tydligt, att Zirphæa-lagren, såsom också SAURAMO (1934) antagit, äro gotiglaciala. Denna Zirphæa-lagrens inpassning i Viskadiagrammet bestyrker ytterligare den ovan för dettas G-linjer givna dateringen. Likaså blir dessa relationslinjers orientering mot F-gruppen ungefär densamma, som ASKLUND funnit mellan sina gotiglaciala isobasytor och Bohuslän-Oslo-områdets malakologiska nivåer från tidig finiglacial tid.

3:o. — Landets isostatiska upplyftande har i gotiglacial och finiglacial tid åtminstone två gånger avbrutits av retardationer eller verkliga landsänkningar. Från och med den postglaciala tidens inträde har landhöjningen däremot förlupit kontinuerligt.

Det är självklart, att en transgression skall i ett relationsdiagram registreras olika allt eftersom den betingats av en eustatisk stigning av havsytan eller av en isostatisk landsänkning. Vid en eustatisk transgression under fortskridande landhöjning lyftes strandytan så att säga parallellt med sig själv, och diagrammet visar en linjekombination, som karakteriseras av att en lägre, mindre lutande isobasyta överskär en eller flera högre och brantare ytor. Vid en isostatisk diskontinuitet blir däremot förhållandet det motsatta: de undre strandytornas relationslinjer stå brantare än de övres. Viskadiagrammet ger två exempel på denna sistnämnda linjekombination nämligen dels i förhållandet mellan G-gruppen och (?GVII-)FI-gruppen, dels, ehuru mindre utpräglat, i FI-gruppens och de förmodade VFG-linjernas inbördes orientering.

Konsekvensen härav blir, att verkliga återslag i landhöjningen inträffat dels vid de sen-gotiglaciala randmoränernas tid, dels möjligen även en gång — ehuru då avsevärt svagare — under finiglacial tid. Orsaken bör rimligtvis ha varit, att vid dessa tillfällen isbelastningen ökat i sådan grad, att en mer eller mindre prononcerad tendens till förnyad nedpressning av jordskorpan inställt sig. De klimatiska förutsättningarna för en sådan ökning av isackumulationen kunna mycket väl ha förelegat, åtminstone vid det förstnämnda tillfället (jfr AHLMANN 1938). I vilken grad och i vilken regional omfattning landsänkningstendensen blivit realiserad återstår givetvis att utreda. Det synes emellertid redan nu klart, att de här spårade intryckningarna av jordskorpan stannat inom den elastiska formförändringens gräns. För plastisk deformation har belastningsökningen vid dessa tillfällen icke varit tillräcklig, utan den plastiska landhöjningstendensen har hela tiden varit obruten. Att de i Viskadiagrammet framskymtande sänkningarna varit enbart elastiska framgår dels av att den efterföljande återhämtningen, enligt diagrammens vittnesbörd, förlupit så snabbt, att den — geologiskt sett — kan kallas momentan, dels därav att, likaledes enligt vad isobasyterrelationerna tydliggöra, åtminstone inom Väst-kust—Väner-området ingen efterverkan förekommit i form av anomalier i den fortsatta landhöjningen. I själva verket synes inom Sydvästsverige den isostatiska faktorns plastiska moment hela tiden ha behållit positiv tendens, eftersom ju G- och F-ytorna resp. serier igenom successivt upplyftats, ehuru med anmärkningsvärt ringa gradientförändring.

Under postglacial tid utvisar Viskadiagrammets linjekombinationer enbart eustatiska transgressioner.



4:o. — De eustatiska transgressionerna visa under hela den tid, som Viskadiagrammet överspanner, ett utpräglat rytmiskt förlopp.

Följande eustatiska huvudtransgressioner kunna utläsas ur Viskadiagrammets linjekombinationer:

En gotiglacial: GV—GVI skära över de brantare GIII—GIV.

Två finiglaciala: de flackare, lägre FI-linjerna överskära de övre, brantare linjerna inom gruppen, och VFG3—4 överskar på samma sätt VFG1—2.

Minst två postglaciala: PG-gruppens transgression och den senare neolitiska transgressionen. I vilken utsträckning även där-efter eustatiska transgressioner av likartad storleksordning förekommit, kan icke avgöras utan en mera minutiös analys av iakttagelsematerialet än den som f. n. ansetts behöfelig. Men förhållandena i kustbandet utvisa tydligt nog, att så varit fallet.

Rytmiken i denna serie av eustatiska transgressionsvågor är omisskännlig, ehuru väl lagen för denna rytmik ännu icke kan formuleras, eller — riktigare uttryckt — icke bör sökas, förrän materialet erhållit önskelig fullständighet och fasthet.

Typen för de enskilda transgressionerna ges av t. ex. PG-gruppens eller VFG-komplexets linjesystem. Fig. 7 innehåller en rekonstruktion av det strandförskjutningsförlopp, som det sistnämnda registrerar vid Göteborgs isobaslatitud. Den visar, att transgressionstoppen ligger vid VFG3—4. I relationsdiagrammen kommer detta till uttryck däri, att dessa linjer å de lägre isobaslatituderna ligga ovan VFG1—2. VFG5, som tillhör vågens regressionsfas, ligger däremot överallt nedom de äldre linjerna. Vid större allmän intensitet hos landhöjningen upphör överskärningen, och samtliga till gruppen hörande linjer ordna sig i åldersföljd under varandra. Linjeknippet får alltså i diagrammet ett kvastlikt utseende. Med stigande landhöjningsintensitet sprida sig linjerna allt mera och ligga slutligen jämnt fördelade över det diagramavsnitt transgressionen i fråga omfattar. Men i riktning mot nollisobasen samla de sig, så att hela den komplexa transgressionen vid tillräckligt låga abscissavärden framträder som en enhetlig isobasyta. Men dennas successiva uppklyvning på flera skilda strandlinjer inom zonerna med stark landhöjning visar, att strandförskjutningen under den större transgressionsvågens tid undulerat i en mindre skala omkring den först stigande, sedan fallande medelkurvan (fig. 7). Under den större vågens regressionsfas — då den eustatiska och den isostatiska faktorn samfällt tendera mot negativ strandförskjutning — komma dessa mindre undulationers relationslinjer att enbart registrera smärre, fristående transgressioner, vilka skenbart inordna sig i de större vågornas serie.

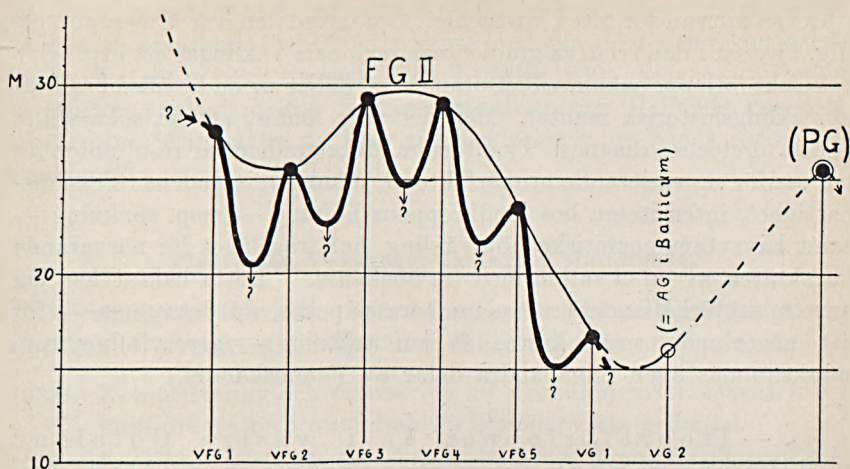


Fig. 7. Strandförskjutningskurva för den andra finiglaciala huvudtransgressionen vid Göteborgs isobaslatitud, konstruerad på grundvalen av det extrapolerade Vänerdiagrammet (VON POST 1929). Konstruktionen är i huvudsak bekräftad genom Sandarna-avlagringens stratigrafi (ALIN m. fl. 1934).

Det är på grund av detta ofta rätt så invecklade växelspel både mellan den eustatiska och den isostatiska faktorernas effekter och mellan de eustatiska fluktuationerna av olika storleksordning, som omväxlingen mellan bälten med ibland hopträngda, ibland mera utspridda isobasytor uppstår.

En granskning av diagrammen fig. 4 och 5 torde klargöra, huruvida en dylik växling i linjefältets täthet inom diagrampartierna med låga PG-värden kännetecknar hela utvecklingsbilden, alltifrån dess gotiglaciala begynnelseavsnitt. Man ser också, stadium efter stadium, den nyssberörda isobasyteklyvningen mot de inre, allt starkare höjda partierna av Viskafjorden.

Vidare bör det beträffande de eustatiska transgressionerna bemärkas, att både FI- och VFG-gruppernas relationslinjer genom sin branthet i jämförelse med de närmast äldre grupperna registrera intensifierad landhöjning samtidigt med oceanyntans stigning. Utan tvivel äro båda företeelserna verkningar av en gemensam orsak: stegrad isavsmältning. Logiskt följer då omedelbart ännu en slutsats, vilken ytterligare bestyrker ett av en mångfald andra data redan så gott som bevisat sakförhållande: balansfluktuationerna mellan isackumulation och isavsmältning inom det fennoskandiska nedsningsområdet ha förlupit i samma takt som den genomsnittliga för jordens glaciationsgebit tillsammans. M. a. o.: glaciationstendens och deglaciationstendens ha omväxlat i stort sett likformigt över hela jordklotet.

Också kurvan för MG i kustlandet, Götaälvsdalen och Vänerområdet (fig. 6) visar i den relativa gradientens regionala växlingar ett utpräglat rytmiskt förlopp, bakom vilket utan tvivel döljer sig en hittills obeaktad utvecklingshistorisk realitet. Men det vore lönlöst att nu söka ställa denna företeelses diagnos. Ty eftersom MG:s gradient är resultatant av tre var för sig varierande primärfaktorer, nämligen israndens recessionshastighet, intensiteten hos landkroppens höjning — resp. sänkning — samt havsytans eustatiska höjdväxling, har frågeläget för närvarande karaktären av en ekvation med tre obekanta. Detta oaktat har jag ansett sakförhållandet redan nu böra påpekas, då detsamma — för att någorlunda snart kunna få sin tolkning — givetvis bör uppmärksammas även inom andra delar av Fennoskandia.

5:o. — Isobasförloppet är i västra Götaland tydligt påverkat av motsättningen mellan den halländska kustslätten och omgivningarnas högre land.

Som diagrammet fig. 4 visar, ökar för samtliga isobasytor den absoluta gradienten i Viskadalens riktning från kusten inåt. För PG2-ytan är gradientskillnaden så betydlig som 0.27 ‰ på första milen, 0.28 ‰ på den andra och 0.42 ‰ på den tredje. Övergången är emellertid helt mjuk (fig. 4) och förlöper likformigt för samtliga isobasytor (fig. 5). Det är möjligt att en »Hinge Line» i den mening TAYLOR (1915) och DALY (1934) fattat denna term, föreligger. Däremot antyda gradientrelationerna knappast någon tektonisk störningslinje av annat slag mellan kustslätten utanför Viskadalen och det högland, vari dalfåran är nedskuren (jfr ASKLUND 1928). Men tydligt är, att den regionala kurvan för landhöjningens intensitet gör en markerad böjning just i gränsen mellan slätt och högland. Och samma förhållande låter spåra sig även utanför Viskaområdet.

Genom DE GEER (1893) och författaren (VON POST 1933) vet man, att hela serien av strandlinjer — från MG till HY — ligger flack utefter Hallandsåsens nordrand från Hovshallar till Östra Karup. Man vet vidare, att denna trakts 12 m-isobas för PG2 löper öster om Laholm och ungefär vid Gullbrandstorp skär kustbältet. Härifrån till Viskans mynning — c:a 70 km — stiger PG2 längs kusten 4 m, för att endast 30 km nordligare — vid Onsala — ha nått ytterligare 4 m högre, nämligen till 20 m-nivån. Men Göteborgs isobaslatitud (PG1 = 25.5) ligger i Viskadalen endast 25 km från kusten. Det är sålunda tydligt, att PG:s isobasytor på kustslätten genomgående ligga flackt, men hastigt bli branta, så snart de lämna denna. Och gradientförändringen blir densamma såväl mot det sydsvenska höglandets egentliga landkropp, som

när den nordhalländsk-bohuslänska kull- och platåterrängen vidtar. Alldeles motsvarande förhållanden synas föreligga vid den norska strandflaten (KALDHOL 1912, NANSEN 1922, TANNER 1930). Ligger det i denna ytterligare analogi mellan Norges strandflate och Hallands kustslätt (ASKLUND 1928) någon ny klav till förklaringen av bådas natur och uppkomst?

Planen för Viskaundersökningens slutförande.

De ytterligare fältarbeten, som erfordras för Viskaundersökningarnas slutförande, komma att verkställas enligt följande arbetsordning:

- 1938: Komplettering och precisering av strandlinjemätningarna inom fornfjordens nu i huvudsak färdigundersökta nederdel.
- 1939: 1:o. — Påbörjande av sektioneringen av huvuddalens övre del.
2:o. — Upprättande av en geokronologisk tidsskala för landisens recession inom Viskadalen och de mot olika israndlägen svarande isobasytorna. (Docenten CALDENIUS.)
- 1940 och 1941: Färdigsektionering av huvuddalens övre del samt av två grendalar jämte översiktliga parallellundersökningar, i lämpliga granndalar, särskilt i Lygnerns dal, ävensom utbyggande bakåt av Viskaområdets gotiglaciala isobasytesystem genom strandlinjeanalyser inom exempelvis trakten Kullen—Söderåsen, på Hallandsåsen och på den halländska kustslättens höjder mellan Halmstad och Falkenberg.
- 1942: 1:o. — Komplettering av materialet från åren 1939—1941.
2:o. — Arkeologisk rekognoscering av de gotiglaciala och finiglaciala fjordstränderna i syfte att finna boplatser från dessa skeden.

Vid sidan av, men i anslutning till huvudundersökningen hoppas jag kunna få till stånd bl. a. följande ytterligare specialarbeten:

- 1:o. — Detaljutredning av landisens försvinnande från Sydsvenska höglandets västra del.
- 2:o. — Rekonstruktion av de sen- och postglaciala Viskafjordarnas hydrografiska utveckling genom stratigrafisk och regional analys av molluskfauna och diatomacéflora. Synnerligen lovande uppslag i detta hänseende ha framkommit under den utförda sektionsborrningen.

Stockholms Högskolas Geologiska Institut, april 1938.

Citerad litteratur.

- AHLMANN, H. (1938): Über das Entstehen von Toteis. G. F. F., Bd 60.
- ASKLUND, B. (1928): Strandflaten på Sveriges västkust. G. F. F., Bd 50.
- , (1936): Den marina skalbärande faunan och de senglaciala nivåförändringarna. S. G. U., Ser. C, N:o 393.
- DALY, R. (1934): The Changing World of the Ice Age. Yale University Press.
- DE GEER, G. (1893): Beskrifning till jordartskarta öfver Hallands län. S. G. U., Ser. C, N:o 131.
- , (1910): Södra Sverige i senglacial tid. Översiktskarta. S. G. U., Ser. Ba, N:o 8.
- , (1913): Om den gotiglaciala isrecessionen inom västra Sverige. G. F. F., Bd 35.
- , (1917): Om fjärrkonnektioner längs de gotiglaciala gränsmoränerna i Scanodania och Nordamerika. G. F. F., Bd 39.
- ENGSTRÖM, G. (1934): Nordre Göta älv. Medd. Geogr. Fören. Göteborg, VII.
- HYYPÄ, E. (1936): Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands. Bull. Comm. Géol. Finl., N:o 115.
- , (1937): Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., N:o 120.
- NANSEN, F. (1922): The Strandflat and Isostasy. N. Vidensk. Selsk. Klasse I (1921), N:o 11.
- NELSON, H. (1910): Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. S. G. U., Ser. C, N:o 220.
- NILSSON, E. (1937): Bidrag till Vätterns och Bolmens senkvartära historia. G. F. F., Bd 59.
- KALDHOL, H. (1912): Nordfjords kvartæravleiringer. Bergens Mus. Aarb., 1912, N:o 3.
- MUNTZE, H. (1910): Studies in the Late-Quaternary History of Southern Sweden, G. F. F., Bd 32.
- , JOHANSSON, H. E., SANDEGREN, R. (1924): Göteborgstraktens geologi. Göteborgs Jubileumspublikationer.
- VON POST, L. (1929): Vänerbassängens strandlinjer. G. F. F., Bd 51.
- , (1933): A Gothiglacial Transgression of the Sea in South Sweden. Geogr. Ann., Årg. XV.
- , (1934): Bonäslinjen. G. F. F., Bd 56.
- RAMSAY, W. (1924): Crustal Movements and Variations of Sea-Level. Bull. Comm. Géol. Finl., N:o 66.
- , (1927): Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området, Fennia, N:o 47 (1926).
- SANDEGREN, R. (1918): Om issjöar och issjöavlopp i trakten nordost om Borås. G. F. F., Bd 40.
- SAURAMO, M. (1934): Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. C.-R. Soc. Géol. de Finlande. N:o 8.
- , (1937): Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finland. Soc. Sc. Fenn. Comm. Phys.-Math. IX, 10.
- TAYLOR, F. B. (1915): Deformation of Shore Lines. I U. S. Geol. Survey. Monographs V. LIII.
- THOMASSON, H. (1935): Beriktigande i avseende på den s. k. postglaciala gränsen i norra Halland. G. F. F., Bd 57.
- TANNER, V. (1930): Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Bull. Comm. Géol. Finl., N:o 88.
- WENNER, C.-G. (1938): Årsvarvighet i Viskans subrecenta delta. G. F. F., Bd 60.

Entwicklungsgeschichtliche Studien im Molken-See mit besonderer Rücksicht der Frequenzwechsel der Makrofossilien.

Von

OLOF H. SELLING.

(Manuskript eingegangen 9/5 1938.)

Die vielen Forscher, welche die geologische Entwicklung unserer ehemaligen Seen studiert haben, behandelten das Makrofossilienmaterial fast immer rein qualitativ. Und in den Fällen, wo man quantitative Gesichtspunkte angelegt hat, hat man sich mit relativen Werten begnügt und wie z. B. STEINECKE (1937) eine 5-gradige Skala angewandt, um die Frequenz anzugeben. Diese Methode kann natürlich in den meisten Fällen genügen. Es lässt sich aber nicht verleugnen, dass eine genauere Kenntnis der Frequenzwechsel der makroskopischen Fossilien in anderen Fällen das entwicklungsgeschichtliche Bild klarer hervortreten lassen würde. Bei einer solchen detaillierten Untersuchung müssten jedoch die relativen Werte durch absolute ersetzt werden. Diesen Gedanken äusserte auch einmal LUNDBLAD (1936). In seinem Aufsatz über Svartökärr bringt er nämlich eine Liste mit absoluten Werten von dem Vorkommen der Makrofossilien in einer Serie Proben der Schichtenfolge. Die Proben sind aber mit einem Torfbohrer genommen und beziehen sich auf je eine Schicht von zwanzig Zentimetern, weshalb das Resultat natürlich ziemlich schematisch wurde. Meines Wissens ist bisher keine detaillierte quantitative Makrofossilienanalyse erschienen.

Unabhängig von den Untersuchungen LUNDBLADS wurde bei der Untersuchung des Bålen-Sees, die unter der Leitung von Professor Dr. LENNART VON POST stattfand (vgl. VON POST 1935 a.), eine Serie Proben der lakustrinen Grobdetritusgyttja zwecks einer Analyse der Frequenz der *Trapa*-Nüsse in ihren verschiedenen Schichten genommen. Die Proben wurden von Fil. Mag. INGMAR FRÖMAN bearbeitet, der später in Närke mehrere Probenserien einer solchen Analyse sammelte. Bei seinen Makrofossilienzählungen nahm FRÖMAN ausser *Trapa* auch Früchte und Samen der übrigen den aquatischen Gesellschaften angehörenden Pflanzen mit. Über diese Forschungen ist indessen noch nichts erschie-

nen, weshalb ich an dieser Stelle die Methode kurz beschreiben will, wie sie FRÖMAN angewandt hat, und wie sie auch von mir verwertet worden ist.

Die Probenahme geht einfach so zu, dass ein Aufschluss gegraben und dann aus der sorgfältig getilgten Wand ein Pfeiler mit aufeinander liegenden Klötzen eines bestimmten Formats, $4 \times 25 \times 10$ cm. (Höhe \times Länge \times Breite), herausgeschnitten wird. Dieses Format dürfte in Bezug auf *Trapa* das praktischste sein. Für die Zählung kleinerer Fossilien aber ist eine Verminderung des Volumens ohne Zweifel zu bevorzugen.

Aus diesen Klötzen werden Proben für Pollenanalyse genommen, worauf die Masse auf einem feinmaschigen Metallnetz (ich habe ein solches mit 26 Drähten per Zoll /2.47 cm./ benutzt) geschlämmt wird und die Makrofossilien herausgenommen werden.

Die Zählung der Makrofossilien soll hier mit einigen Worten berührt werden. Das dabei in Frage kommende Prinzip ist natürlich, dass man aus Fragmenten, die man sich als zusammengehörig denken kann, die Anzahl vollständiger Makrofossilien zu berechnen sucht. Betreffs kleinerer Fossilien stösst dies in der Regel auf keine Schwierigkeiten. Anders verhält es sich mit *Trapa*. FRÖMAN hat hier eine Methode, die zweifellos die zweckmässigsten Werte ergibt. Dabei werden verschiedene Teile der *Trapa*-Früchte (Krönchen, Dornen und Fruchtboden) getrennt gezählt und die Resultate mit einander verglichen. Es hat sich aus sowohl FRÖMANS, als auch meinem eigenen Material ergeben, dass die Übereinstimmung zwischen den in dieser Weise erhaltenen Werten sehr befriedigend ist.

Der nach der Schlämmung und Herauslesung der Makrofossilien erhaltene Rest des Grobdetritus wird auch gemessen, denn dieser kann geeignet sein, eine Auffassung von der vegetativen Produktion der sedimentbildenden höheren Pflanzen zu geben, obgleich er ja auch von Detritus aus Blumen und anderen fruktifikativen Teilen derselben gebildet wird. In Wirklichkeit spielt dies jedoch keine Rolle, wenn nur die grösseren Samen und Früchte (z. B. *Trapa*) weggenommen worden sind. Ich habe diese Messungen ausgeführt, nachdem die Masse in Zylindern von genau derselben Grösse in 24 Stunden sich am Boden abgelagert hatte. Es kann natürlich in Frage gestellt werden, ob diese Methode nicht durch z. B. eine Bestimmung des Trockengewichts hätte ersetzt werden sollen. Dass ich dies nicht getan habe, beruht darauf, dass diese Werte nie mehr als nur annähernd genau werden können, wie exakt die Methode ihrer Messung auch war, und darauf, dass es mir nur darum zu tun war, die grossen Züge als ein Komplement der Makrofossilienkurven zu erhalten. Es ist aber in Anbetracht der Natur der Methode

nicht erstaunlich, dass man im Diagram III (Fig. 13) den Wert 3 400 cem. erhält, obgleich die Probe anfangs nur 1 000 cem. umfasst. Sieht man nämlich in der Erdartbeschreibung nach, so findet man, dass die Erdart hier Phragmitestorf ist, dessen Wurzelmasse bei der Schlammung aufgelockert worden ist.

Bei dem Ausführen dieser Untersuchung habe ich nicht nur Makrofossilien der den aquatischen Gesellschaften angehörenden Pflanzen mitgenommen, sondern auch solche der Konstituenten der terrestrischen Gesellschaften, z. B. *Alnus*, *Betula* und *Populus tremula*. Auch Makrofossilien animalischen Ursprunges (nach der Bestimmung von Fil. Mag. ERIK JOHANSSON: eine Oligochäte und zwei *Herpobdella*-Arten; vgl. die Erklärung der Diagramme) habe ich derselben Analyse unterworfen. Um weiteres Material zu erhalten, das dazu geeignet ist, die Entwicklungsgeschichte des Sees zu beleuchten, wurden bei den Pollenanalysen die dabei angetroffenen Mikrofossilien notiert. Die Mehrzahl wurde nur in spärlichen Mengen erhalten. Dies war z. B. der Fall mit *Pedias-trum duplex* und *P. Boryanum*, Cyperaceen-, Ericaceen- und Gramineenpollen (ausser im Phragmitestorf), Sporen von *Lycopodium annotinum*, Teleutosporen von *Puccinia* usw. (einige Pollenfunde sind in den Diagrammen Figg. 5—9 notiert). Von Farnsporen und Nymphaeaceentrichomen wurde jedoch eine hinlängliche Anzahl angetroffen, um Frequenzkurven zu erhalten. Die Farnsporen (vgl. LAGERHEIM 1902) dürften zum grossen Teil aus *Dryopteris thelypteris* (L.) A. GRAY stammen, welche Pflanze der Feldschicht der Erlensümpfe angehörte, die einst die Ufer des Sees umgaben (vgl. unten). Die von mir gezählten Nymphaeaceentrichome bestehen nicht aus den interzellulären Trichoblasten (die übrigens nur sporadisch angetroffen worden sind), sondern aus den Fusszellen der Deck- und Schleimhaare, die an verschiedenen Organen der Seerosen auftreten. Sie kommen jedoch in reichlicherer Menge an *Nuphar* als an *Nymphaea* vor (KIRCHNER, LOEW und SCHRÖTER 1917, S. 24—25), was eine Ursache dafür sein kann, dass die Trichomenkurven, mit den entsprechenden Makrofossilienkurven verglichen, besser mit den Kurven von *Nuphar* übereinstimmen als mit denen von *Nymphaea*. Um diesen Vergleich zu erleichtern, habe ich überall, wo es möglich gewesen ist, das Mikrofossiliendiagramm zwischen *Nuphar* und *Nymphaea* in dem Makrofossiliendiagramm eingefügt. Die Mikrofossilien sind in % der Baumpollensumme ausgedrückt worden.

Diese Untersuchung wäre indessen unvollständig gewesen ohne die beiden unten veröffentlichten Diatomeendiagramme, für deren Ausführung ich Frau Fil. Mag. MAJ-BRITT FJÆSTAD-FLOREN zu grösstem Danke verpflichtet bin. Mit Hilfe derselben war es möglich, die salzöko-

logischen Verhältnisse zu präzisieren. Und dank der Genauigkeit, mit der sie ausgeführt worden sind, konnte ich einen Einblick in die bathymetrischen Verhältnisse des Sees erhalten. Die Methode, deren ich mich dabei bedient habe, ist im Prinzip dieselbe, wie sie früher von diatomeen-analytisch arbeitenden Quartärgeologen, z. B. von HALDEN (1929) und FLORIN (1938), befolgt worden ist. Diese früheren Untersuchungen bezogen sich jedoch alle auf marine Wasserstandsveränderungen.

Für diese Untersuchung entnahm ich den lakustrinen Grund- und Aufwuchsformen, die in hinlänglichen Frequenzen vorkamen, sämtliche Formen, und über ihr Vorkommen in der Schichtenfolge wurden Diagramme angefertigt. Nun ist indessen unsere Kenntnis von der bathymetrischen Einstellung dieser Formen äusserst gering. Aber wir wissen doch, dass *Tabellaria fenestrata* und *Synedra ulna* seichtes Wasser vorziehen, was ja auch im Diagramm (Fig. 10) durch das Vorkommen dieser Arten in der Endphase der Verlandung bestätigt wird. Und geht man von der sehr wahrscheinlichen Voraussetzung aus, dass Arten, die in ihren Frequenzverhältnissen in derselben Weise wie diese variieren, gleichartige ökologische Ansprüche haben, während diejenigen, die in demselben Falle in der entgegengesetzten Weise variieren, die umgekehrte ökologische Einstellung haben, wird es also möglich, relativ seichte und rel. tiefe Formen zu unterscheiden. Diese zwei Gruppen habe ich im Diagramm auch jede einzeln für sich summiert. Das Resultat ist die bathymetrische Kurve, die in Figg. 10 und 12 wiedergegeben ist.

Es ist nun an und für sich nicht erstaunlich, dass die zwei Summationskurven regelmässig alternieren. Denn sie vertreten zusammen einen wichtigen Teil der Formen, deren Summe der Prozentberechnung zugrunde liegt. Dagegen besagen die Kurven um so mehr, wenn man auf die Übereinstimmung Rücksicht nimmt, welche die verschiedenen Elementarkurven unter sich aufweisen. Es ist selbstverständlich noch nicht möglich, sich mit absoluter Bestimmtheit über die Fragen zu äussern, die mit den Variationen dieser Kurven zusammenhängen. Und ebenso kann das Diagramm hinsichtlich gewisser Formen zweifellos modifiziert werden. Es dürfte jedoch schon jetzt offenbar sein, dass die erhaltenen Variationen nicht von blossen Zufälligkeiten abhängen. Dies zeigt auch ein Vergleich mit den Kurven über die *Fragilaria*-Arten. Durch die Methode Fil. Mag. M.-B. FLORINS, diese Arten ausserhalb der 100 %-Summe zu zählen, erhält man eine Formengruppe, die unserer bisherigen Erfahrung nach seichteres Wasser indiziert, und die von den tieferen Formen in derselben Weise wie die jetzt besprochenen seichteren nicht abhängig ist. Das Bemerkenswerte ist, dass die

Fragilarien eine Kurve bilden, die trotzdem mit der von den seichteren Formen gebildeten fast identisch ist (vgl. Fig. 10).

Der Gedanke, dass wir uns nicht über das äussern können, was hinter diesen Variationen liegt, und ob das Gedeihen der rel. tieferen Formen nicht als eine Senkung der Transparenz des Sees erklärt werden könnte, lässt sich mit der Art und Weise nicht vereinigen, in der die Makrofossilien der Landpflanzen reagieren. Indessen komme ich später auf diese Verhältnisse zurück.

Übrigens dürfte die Redigierung des Analysenmaterials aus der Tabelle selbst hervorgehen.

Wie bei dem Zeichnen der Diatomeendiagramme habe ich mich für die Pollendiagramme, wenn diese mit den Makrofossilienkurven zusammenstehen, der finnischen Methode (vgl. z. B. HYYPPÄ 1936) bedient. Wenn diese Methode auch kein gutes Bild von dem Zusammenspiel der verschiedenen die Prozentsumme ausmachenden Pollenkurven gibt, ist sie doch die einzige, die man bei der betreffenden Verminderung verwenden kann.

Um das Lesen zu erleichtern, sind in die Diagramme Bezeichnungen von vier Niveaus hineingelegt, die pollen- und diatomeenanalytisch lokalisiert worden sind, und die im grossen synchron sind. Ich betone besonders, dass diese Niveaus nicht als exakt synchron betrachtet werden dürfen. Denn in Pollendiagrammen eines stark lokal betonten Typus wie diese vom Molken-See gibt es geringe Möglichkeiten zu einer exakten Konnektion. In besonders hohem Grade gilt dies von dem höchsten Niveau. Das Maximum der Kieferpollenkurve, z. B., gerade in der Schwallzone am Strande innerhalb des Röhrichts kann ja nicht gut ein völlig synchrones Niveau bezeichnen. Aber andererseits gibt es keine Tatsachen, die eine markierte Metachronie andeuten. Trotz seinem Unsicherheitsgrade dürfte deshalb dieses Niveau der Übersicht halber seinen Platz behaupten.

Die beiden untersten, mit geschlossenen, bzw. offenen Ringen bezeichneten Niveaus begrenzen den Teil der Schichtenfolge, welcher der Litorinatransgression im Molken-See entspricht.

Die Feldarbeiten der Untersuchung, deren Ergebnisse hier unten dargelegt werden, wurden während der zwei ersten Wochen vom Oktober 1937 ausgeführt. Dabei wurde mir während drei Tage wertvolle Hilfe von den Teilnehmern an einer Exkursion der Universität Stockholm geleistet, die von Professor Dr. LENNART VON POST geleitet wurde und an der ausserdem Professor Dr. CARL SKOTTSBERG, Fil. Lic. STEN FLORIN, Fil. Mag. INGMAR FRÖMAN und Fil. Stud. CARL MANNERFELT

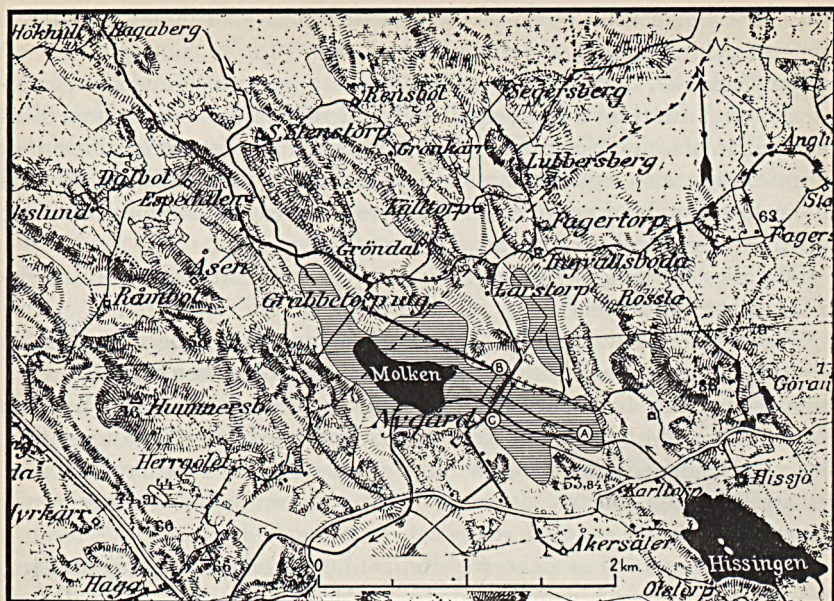


Fig. 1. Der Molken-See mit Umgebungen. Ausschnitt aus den topographischen Kartenblättern mit Ergänzungen nach anderen Karten. — Schraffiert: Der älteste Molken-See (nach dem geologischen Kartenblatt). Schwarz: Die Wasserfläche im Jahre 1846 (vor den Dränierungen). Der jetzige Entwässerungsgraben zwischen dem Hissingen-See und dem Molken-See ist nicht eingezeichnet worden. — Vgl. übrigens den Text.

teilnahmen. Ausserdem war FRÖMAN mir während vier weiterer Tage bei diesen Arbeiten behilflich.

Herrn Professor Dr. RUTGER SERNANDER, der es mir ermöglicht hat, diese Untersuchung auszuführen, dadurch dass er mir einen Beitrag aus »RUTGER SERNANDERS forskningsfond« an der Universität Uppsala zuerteilt hat, wie auch den übrigen im Texte erwähnten Personen, die meine Arbeit gefördert haben, bin ich zu grossem Danke verpflichtet.

Der Molken-See liegt auf der Grenze zwischen den Kirchspielen Floda und Julita in Södermanland, etwa 10 km. NNW von dem Katrineholmer Bahnhof entfernt. Von dem See selbst ist nunmehr wenig übrig. Infolge von zwei Dränierungen, eine in der Mitte des 19. Jahrhunderts und eine in den Jahren 1887—1888, wurde der ursprüngliche kleine See in einen Tümpel verwandelt, der oft austrocknet. Fig. 1 gibt das Aussehen des Molken-Beckens wieder. Ich habe auf ihr nach einer Karte, die in den Jahren 1842—1846 vom Landmesser A. J. HÖRNSTRÖM angefertigt wurde, die Wasserfläche des Sees vor der ersten Dränierung eingezeichnet sowie den sich hinschlingelnden Bach, der das Wasser

des etwa einen Meter höher liegenden Hissingen-Sees in den Molken-See herabführte, und der jetzt durch den Entwässerungsgraben ersetzt worden ist. Auf der Karte ist auch die Lage des Längsprofils (A) und der zwei Querprofile (B und C) eingezeichnet, die zwecks der Untersuchung gebohrt wurden (vgl. Figg. 2, bzw. 3 und 4, wo die Orte, von denen Pollen- und Makrofossiliendiagramme vorliegen, angegeben sind).

Was bei der Betrachtung der Profile auffällt, ist die Tatsache, wie wenig die jetzige Bodenoberfläche der Grundkonfiguration entspricht. Es zeigt sich, dass der scheinbar einheitliche südöstliche Teil des ältesten Molken-Sees in Wirklichkeit durch eine kräftige Bank (vgl. Figg. 2 und 4) in zwei markierte Teilbecken geteilt war, und dass in dem Teilbecken wieder, wo das *Trapa*-Vorkommen lokalisiert war, vielleicht noch eine kleinere Bank vom Strande auslief (A: 200 m.). Der sich allmählich abdachende Strand, der für diese Untersuchung wünschenswert gewesen wäre, war auch nicht zu erhalten, sondern statt dessen wurden zwecks der Probenahme unabhängig von der Lage einige Punkte gewählt, von denen man erwarten konnte, dass sie verschiedene Tiefenverhältnisse des alten Sees darstellten.

Die Schichtenfolge des Sees ist im grossen wie folgt. Auf einer mächtigen Tonschicht, deren obere Teile bald aus einem bläulichen Ancylostun, bald aus einem deutlich warwigen Ton bestehen, liegt eine meist nur wenige cm. dicke Sandschicht, eine distale Ufersandschicht von dem Typus, dessen Bildungsbedingungen HALDEN (1917) behandelt hat, und die bei dem ersten Aufsteigen der nahen höheren Landpartien über die Wasserfläche entstanden ist. Dann folgt eine Gytjtjaschicht, die hauptsächlich aus unmerklich in Feindetritusgyttja übergehende Tongyttja besteht. In der typischen Tongyttja findet man oft eine aus reinerer Gytjtja bestehende Schicht wieder (vgl. unten), und an einer Stelle (Profil A: 700 m.) war die Gytjtja feingebändert in einer Weise, die vielleicht eine Analogie der von GRANLUND (1931, S. 7) beschriebenen warwigen Gytjtja aus dem Kungshammer Moor in Uppland darstellen kann (vgl. auch LUNDQVIST 1927, S. 12). Ich hatte leider keine Gelegenheit, diese näher zu untersuchen. Die Feindetritusgyttja, die bisweilen als ein Übergangstypus zur Algengyttja ausgebildet ist, wird von Grobdetritusgyttja überlagert, die zuweilen durch Seedy ersetzt ist und nach oben hin in Schwemmtorf übergeht. Stellenweise wird die Grobdetritusgyttja von einer dezimeterdicken Schicht von Phragmitestorf überlagert. Es gibt sonst keinen klar ausgebildeten limnotelmatischen Kontakt, sondern der Schwemmtorf geht ohne Grenze in Bruchwaldtorf über. Die Verlandung ist folglich von subborealem Typus (VON POST 1909).

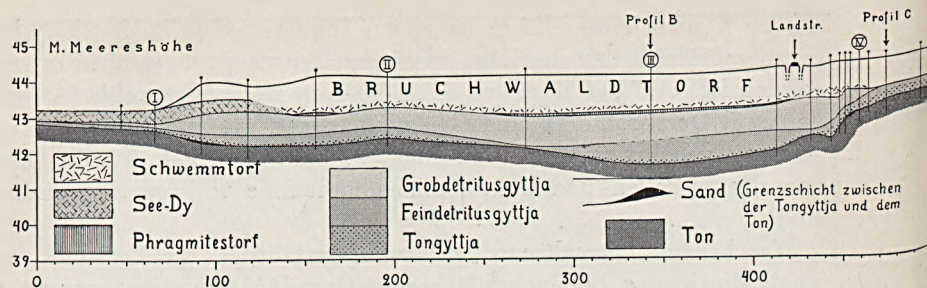


Fig. 2. Längsprofil durch den südöstlichen

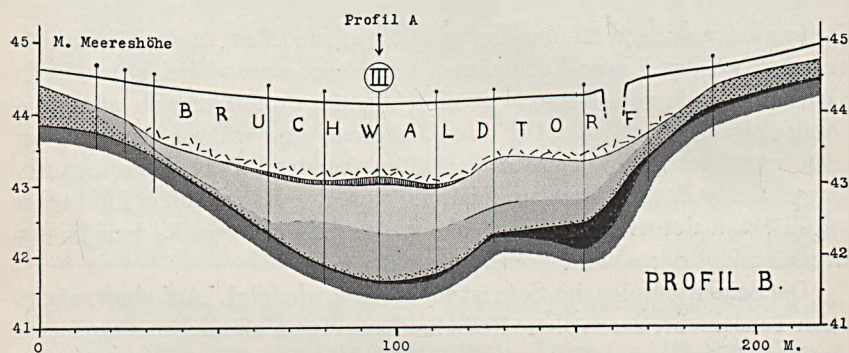
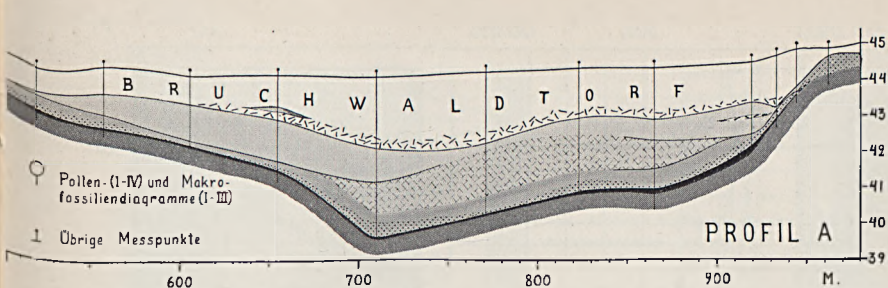


Fig. 3. Das westliche Querprofil durch den Molken-See.

Nach den Untersuchungen STEN FLORINS über die Niveauveränderungen Südwest-Södermanlands (FLORIN 1938) wurde der Molken-See, dessen Passschwelle auf 44.8 m. Meereshöhe liegt, aus dem Ancylussee isoliert. Das darauf folgende Binnenseestadium wurde indessen von der Litorinatransgression unterbrochen. Die Passschwelle des Molken-Sees liegt jedoch in einer solchen Höhe, dass die sekundären Transgressionsgipfel, die FLORIN an der Zahl und Grösse festgestellt hat, nur mit ihren oberen Teilen darüber emporragten. Die beiden hier veröffentlichten Diatomeendiagramme (Figg. 5 und 12) von dem Molken-See veranschaulichen deutlich dieses Verhältnis. Wir erhalten nach den Ancylus- und Binnenseestadien zwei kräftige, von einem lakustrinen Gipfel unterbrochene haline Maxima in der Diatomeenflora. Und nachdem die lakustrinen Formen wieder endgültig zu dominieren angefangen haben, kommt eine dritte, freilich bedeutend schwächere aber doch merkbare Vermehrung der Halobienflora vor. Es lässt sich jedoch wegen des undezierten Aussehens der Pollendiagramme nicht entscheiden, ob das erste haline Maximum LG 1 oder LG 2 entspricht, und ob die Schicht, die einem dieser Gipfel entspricht, wegerodiert ist. Es dürfte



Teil des Molken-Sees. Vgl. Fig. 1.

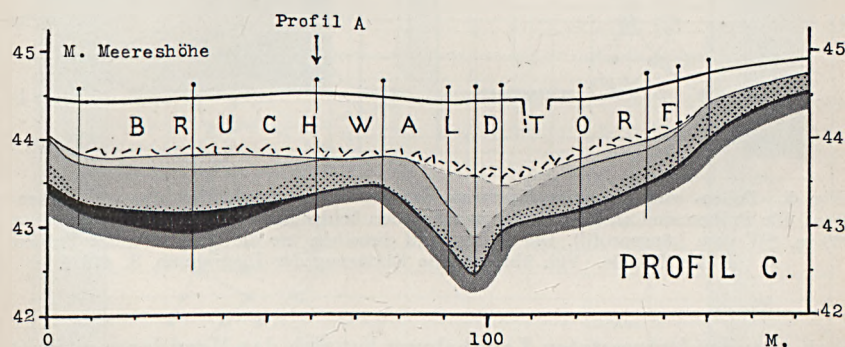


Fig. 4. Das östliche Querprofil durch den Molken-See.

indessen ziemlich sicher sein, dass das interhaline Maximum der lakustrinen Formen, das besonders Fig. 9 aufweist, und das in der Schichtenfolge einer aus reinerer Gytta bestehenden Schicht entspricht, eine wirkliche Isolierung des Molken-Sees markiert (vgl. FLORIN 1938). Man könnte einwenden, dass das salzökologische Diagramm Fig. 12 den entsprechenden kräftigen Gipfel nicht aufweist. Diesem negativen Beweis kann jedoch kein grösserer Wert zugemessen werden, da eine solche Niederpressung der lakustrinen Formen in der prozentuellen Zusammensetzung der Diatomeenflora auf der Umrührung der Ablagerungen bei der folgenden Lagunenerosion beruhen kann. Was wiederum den dritten schwachen halinen Einschlag betrifft, ist dieser zu unbedeutend, um befugte Schlussfolgerungen zu erlauben. Der Gedanke lässt sich aber nicht ohne weiteres abweisen, dass wir es hier mit einer Einwirkung des Meeres zu der Zeit zu tun haben, die den letzten der sekundären Transgressionsmaxima FLORINS entspricht. Denn es ist möglich, dass das Litorinameer damals in unmittelbarer Nähe von der Passschwelle des Molken-Sees gelegen hat, obgleich es eigentlich nie über dieselbe gestiegen ist, und dass z. B. bei Sturmfluten eine Salzwasserzufuhr stattgefunden

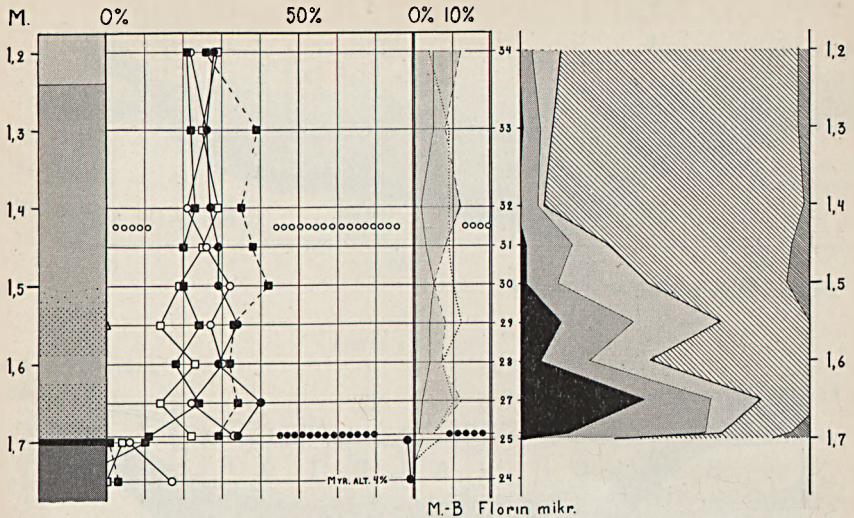


Fig. 5. Pollen- und Diatomeendiagramm der Transgressionsschichtenfolge im Molken-See. Die Proben sind an einer Stelle zwischen den beiden Querprofilen genommen (etwa 60 m. SW vom Längsprofil). Die Ziffern sind dieselben wie die Nummern der Proben in der Tabelle. Vgl. übrigens die Erklärung der Diagramme, S. 478 f.

hat. Bei der fortgesetzten Landhebung hat sich das Meer dann entfernt und ist der Molken-See in ein ungestörtes Binnenseestadium eingetreten.

Wenden wir uns nach dieser Übersicht der salzökologischen Verhältnisse den Makrofossilien zu, so finden wir, dass diese vor der letzten Isolierung des Molken-Sees ziemlich spärlich vorkommen. Wir finden jedoch (Diagramm II, Fig. 12) einige Süßwasserfossilien (1 *Nymphaea*, 2 Oligochäten, 1 *Trapa*) aus der Zeit der grossen Transgressionswelle. Von diesen stammt wenigstens *Trapa* mit grösster Wahrscheinlichkeit aus dem lakustrinen Stadium, das zwischen den zwei in den Diatomeendiagrammen am stärksten markierten Transgressionsgipfel fiel.

Zur Zeit der letzten Isolierung tritt erst *Najas marina* und dann *Ceratophyllum demersum* in der Schichtenfolge auf. Beide haben hier ihr hauptsächliches Vorkommen, aber treten doch, obgleich sporadisch, auch im Binnenseestadium auf. Bemerkenswert ist besonders, dass sowohl *Najas* als auch *Ceratophyllum* zuoberst im Diagramm I (Fig. 11) sich wiederfinden. Ob die Ursache dafür ist, dass für diese Arten günstige Bedingungen (z. B. bezüglich der Ionenkonzentration) bei der Verlandung des Sees entstanden sind, lässt sich jetzt nicht entscheiden.

Das postglaziale Auftreten von *Najas marina* in Skandinavien bildet seit den 1890er Jahren (GUNNAR ANDERSSON 1891) den Gegenstand vieler Erörterungen in der Literatur. Betreffs der Gesichtspunkte, die

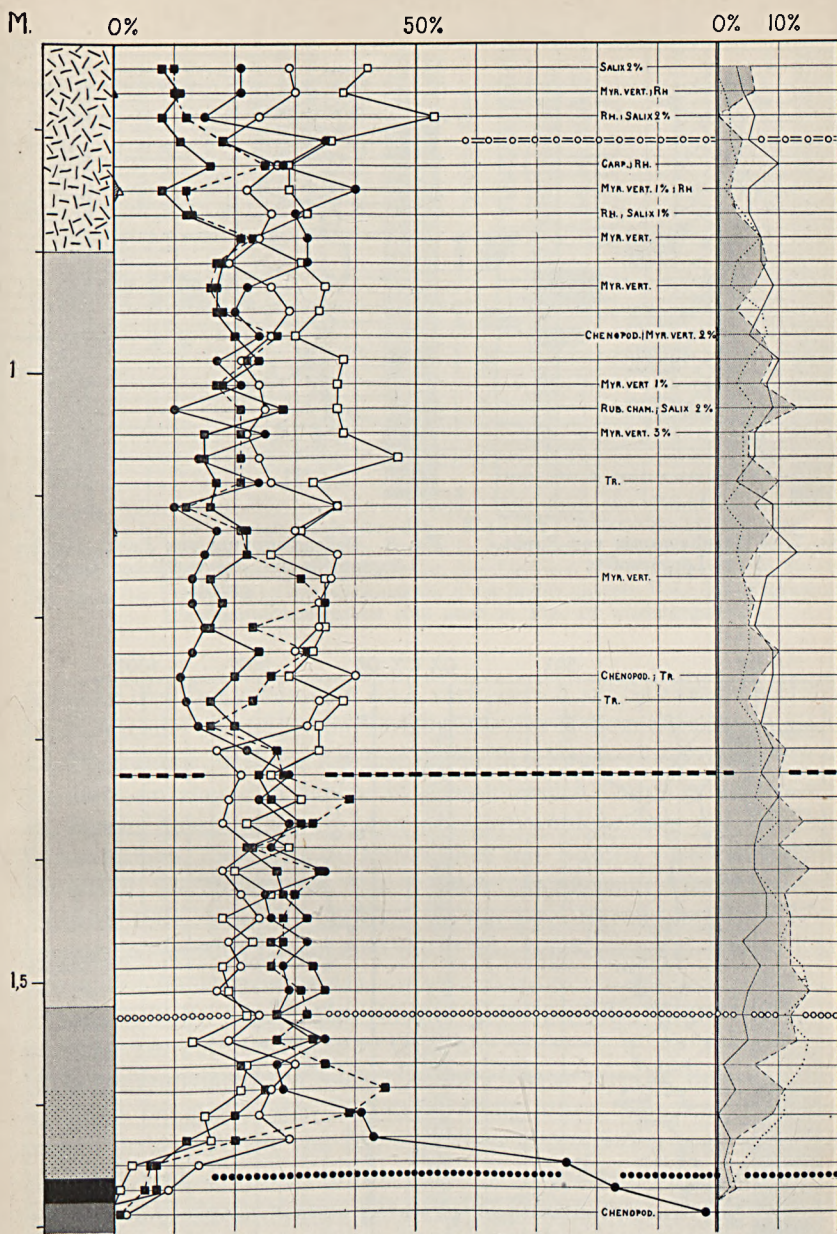


Fig. 6. Pollendiagramm von Punkt II des Längsprofils. Vgl. die Erklärung der Diagramme, S. 478 f.

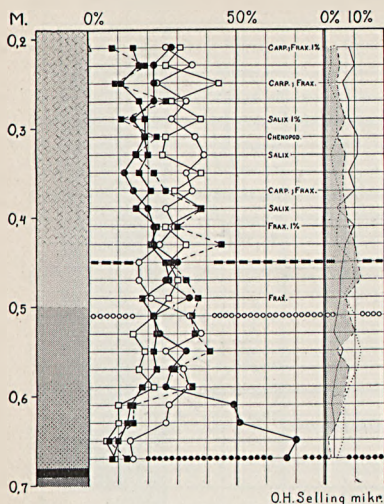


Fig. 7. Pollendiagramm von Punkt 1 des Längsprofils.

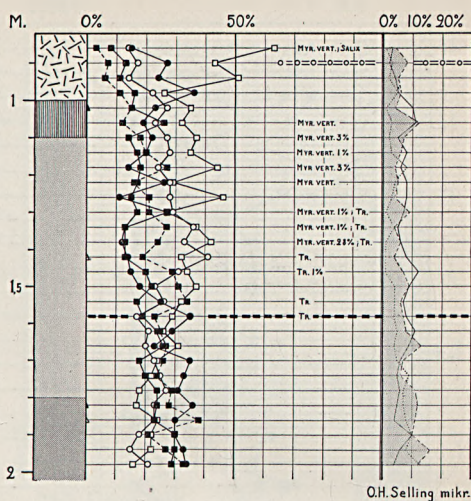


Fig. 8. Pollendiagramm von Punkt III des Längsprofils und des westlichen Querprofils.

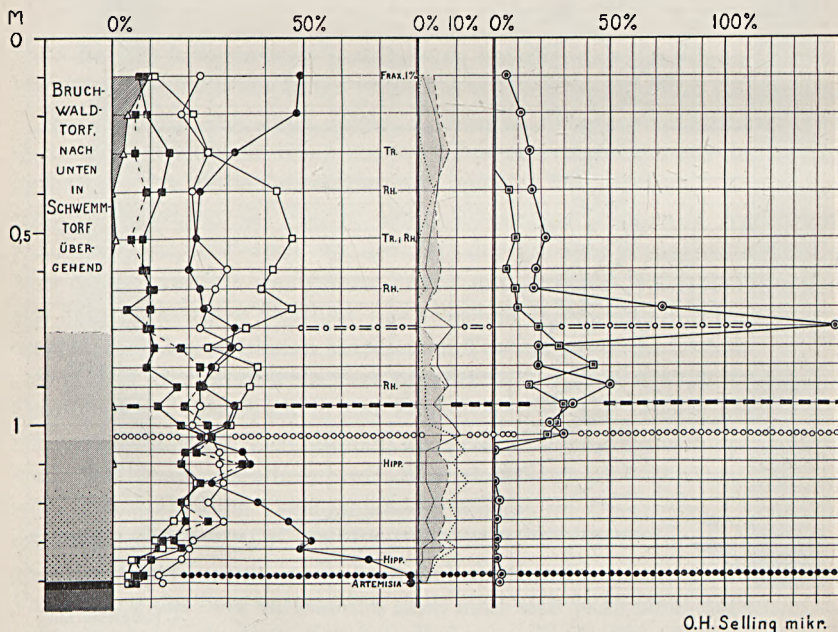


Fig. 9. Pollendiagramm und Mikrofossiliendiagramm von Punkt IV des Längsprofils. Vgl. die Erklärung der Diagramme, S. 478 f.

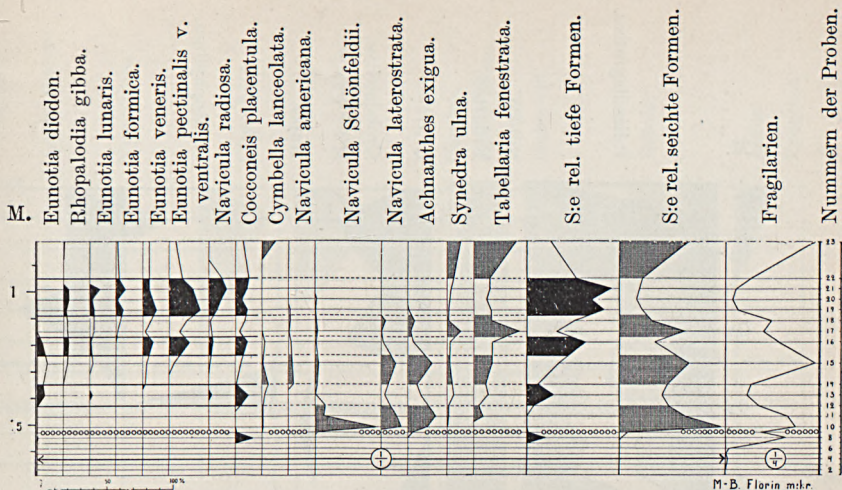


Fig. 10. Diatomeenanalytisch-bathymetrisches Diagramm von Punkt II des Längsprofils. **Schwarz:** Relativ tiefe Perioden. **Kariert:** Relativ seichte Perioden. Die Nummern der Proben sind dieselben wie die in der Tabelle. Die von einem Kreis umgebene Skala gibt die bei dem Zeichnen der verschiedenen Kurven angewandte Verminderung an (im Verhältnis zu der Normalskala in der linken unteren Ecke des Diagramms). — Die Summationskurven sind auch in Fig. 12 wiedergegeben.

dabei an den Tag gekommen sind, verweise ich auf SAMUELSSON (1934). Sehen wir uns besonders die Verhältnisse des Molken-Sees an, so zeigen die Diagramme, dass die Art hier durch Brackwasser begünstigt worden ist, dass sie aber daneben nicht ausschliesslich daran gebunden war. In diesem Zusammenhang kann erwähnt werden, dass von den zwei Samenformen, die GUNNAR ANDERSSON mit Namen versehen hat, der Hauptteil im Molken-See aus *f. ovata* (ANDERSSON 1896, vgl. SERNANDER 1894, u. a. A.) besteht. In nur zwei Exemplaren ist *f. typica* angetroffen worden (zusammen mit 8 Ex. von *f. ovata* im dritten Klotz von unten im Diagramm II).

Auch betreffs der Fragen, die mit *Ceratophyllum* zusammenhängen, verweise ich auf SAMUELSSON (1934).

Die mikropaläontologischen Befunde fügen diesem Bild der Entwicklung vor der letzten Isolierung wenig hinzu. Die Ancyclusablagerungen haben Pollen von *Myriophyllum alterniflorum* (vgl. VON POST 1935 b.), und in etwas späterer Zeit wuchs *Artemisia* an den Ufern des Sees. Übrigens wissen wir aus den Pollenfunden, dass *Hippophaë* hier in dieser Periode vorkam. Von *Ceratophyllum* sind ferner Blätterstachel gefunden worden.

Wenn wir dann bei dem schliesslichen Binnenseestadium des Molken-Sees angelangt, Diagramm II (Fig. 12) näher besichtigen, so finden wir

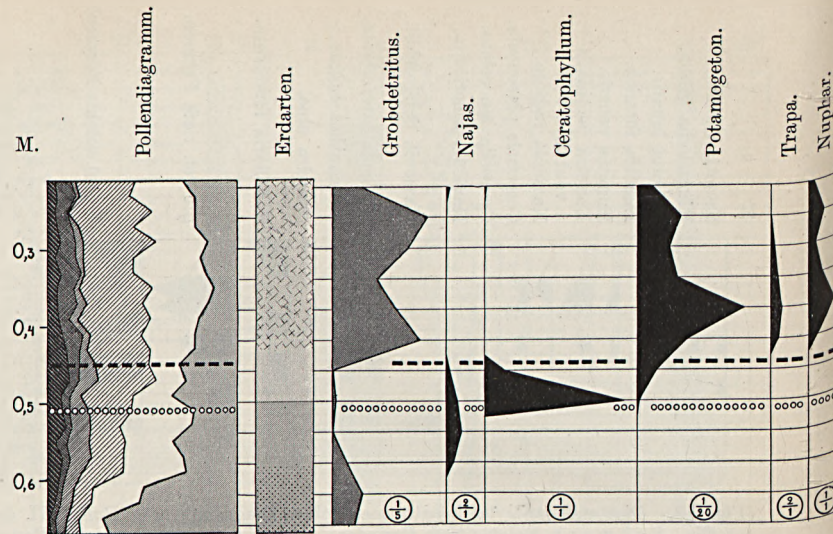
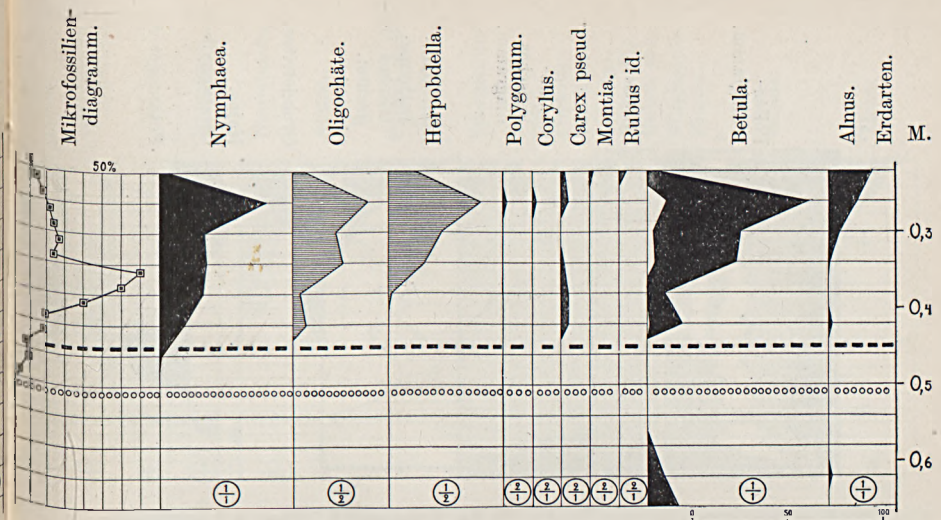


Fig. 11. Fossiliendiagramme von Punkt 1 des Längsprofils. Das Pollendiagramm ist in cem. per 1 000 cem der Erdart Schwarz: Pflanzenfossilien in Anzahl per 1 000 cem. — Die von einem Kreis umgebene Skala gibt die bei dem Zeichnen der verschiedenen unteren Ecke des Diagramms). Vgl. übrigens

eine auffällige Parallelität zwischen den dazu gehörenden Teildiagrammen. Die Übersicht der Entwicklung, die unten skizziert wird, dürfte jedoch insofern einer Erklärung bedürfen, als darin nicht viel von der Einschränkung zum Ausdruck kommt, die ich bei der Erörterung der diatomeenanalytisch-bathymetrischen Kurve aussprach. Wenn ich auch, nachdem auf die Aussage des übrigen Fossilienmaterials Rücksicht genommen ist, ihr einen grösseren Beweiswert zuerkenne, so muss doch daran erinnert werden, dass ich bei der Behandlung der diesbezüglichen Fragen diese Einschränkung nie ausser Acht gelassen habe.

In Ermangelung von Makrofossilienmaterial aus der Zeit gleich nach der Isolierung behandle ich hier nicht die Frage des seichten Stadiums, das unmittelbar darauf eingetreten zu sein scheint. Etwas später herrschte indessen ein tieferes Stadium, und da die Wassertiefe danach strebte, geringer zu werden, wurde die Stelle von einer *Potamogeton*-Gesellschaft eingenommen. Welche Art oder welche Arten ihr angehört haben, lasse ich dahingestellt sein, da keine sichere Bestimmung der Fruchtsteine zu erhalten gewesen ist. Man hat deshalb auch keinen Grund zu erwarten, dass diese Kurve die ganze Zeit über einheitlich reagieren soll, da sie ja in verschiedenen Teilen der Entwicklung von verschiedenen Arten beeinflusst werden kann.



dasselbe wie in Fig. 7. Es bedeutet in dem Makrofossiliendiagramm: Gra u: Fossilien der Erdart. Schraffiert: Animalische Fossilien in Anzahl per 1 000 cem. der Erdart. Kurven angewandte Verminderung an (im Verhältnis zu der Normalskala in der rechtl. Erklärung der Diagramme, S. 478 f.

Das seichte Stadium, das sich jetzt immer stärker geltend machte, ermöglichte der Flora eine kräftige Entwicklung, und der Verlandungsprozess beginnt hier in einer markierten Weise. Dieses Stadium zeigt indessen eine Tendenz zur Dichotomie, die freilich in den Makrofossilienkurven nicht so deutlich zum Ausdruck kommt (vgl. die Oligochäte- und *Trapa*-Kurven), die aber doch in der *Nymphaeace*-trichomenkurve und in dem bathymetrischen Diagramm angedeutet ist.

Dann trat indessen ein neues Tiefstadium ein, das in diesem Diagramm dank günstigen topographischen Bedingungen relativ deutlich ausgeprägt ist. Es ist auffällig, wie in dieser Periode die Makrofossilien, besonders die der Landpflanzen, an Frequenz abnehmen. Ebenso sinkt die Grobdetrituskurve von ihrer vorigen höheren Lage auf ein markiertes Minimum herab. Ich halte dies für den Ausdruck einer positiven Uferverschiebung in Verbindung mit einer Hebung der Wasserfläche. Die Vegetationsgürtel haben sich dabei in derselben Richtung verschoben. Die Folge ist die gewesen, dass sich die Möglichkeiten für eine Ablagerung der Diasporen und der rein vegetativen Teile der höheren Pflanzen an dieser Stelle vermindert haben, was ja sowohl die Makrofossilien- wie auch die Grobdetrituskurve ausdrückt. Denn dass wir es hier mit einem wirklichen Grobdetritusminimum zu tun haben, und dass

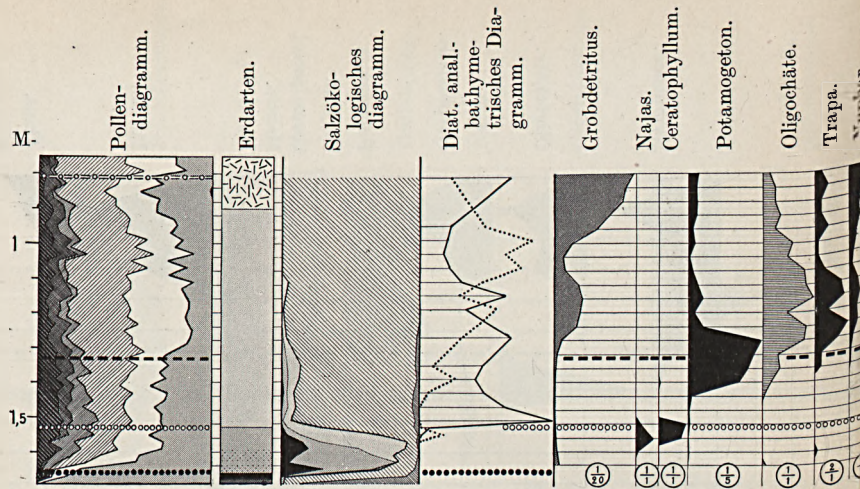
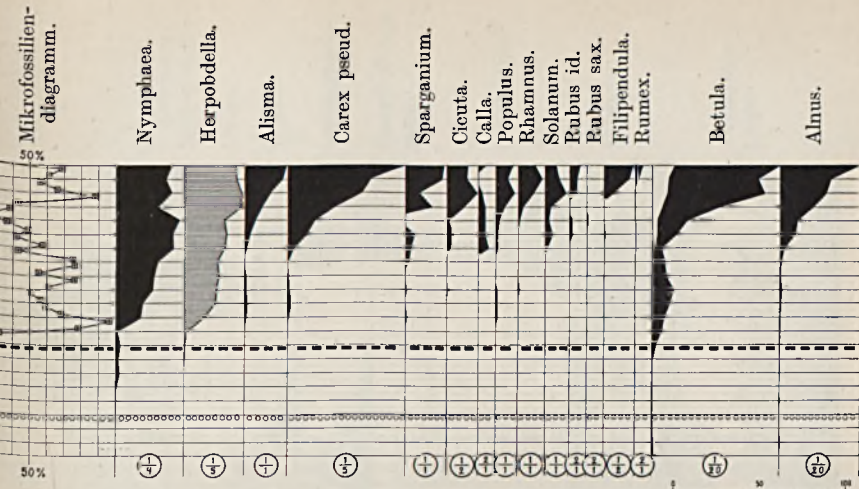


Fig. 12. Fossiliendiagramme von Punkt II des Längsprofils. Das Pollendiagramm belle, Nr. 1—23. Vgl. übrigens

z. B. das vorige Maximum nicht aus Substitutionstoff (SERNANDER 1911, S. 114, und 1918, S. 673) besteht, davon habe ich mich durch eine Untersuchung überzeugt. Und dass von seichteren Stellen transportiertes Material das Grobdetritusmaximum gebildet hätte und somit dieses nur als ein ausgeprägt lokales Phänomen in einem Teil eines bathymetrisch gesehen einheitlichen Stadiums zu betrachten wäre, gibt es keinen begründeten Anlass anzunehmen.

Dieses Tiefstadium wurde schliesslich durch ein seichtes Stadium abgelöst, das für diese Stelle eine definitive Verlandung mitbrachte. Die Makrofossilienkurven brauchen hier nicht näher besprochen zu werden. Für ein vollständigeres floristisches Bild verweise ich auf das Pollendiagramm Fig. 8 (die Bestimmung des Pollens von *Myriophyllum verticillatum* hat Lektor G. ERDTMAN ausgeführt). Übrigens habe ich aus dieser letzten Zeit der Verlandung in diesem Profil Nodusscheiben von *Equisetum* sp. und folgende Moose gefunden: *Bryum* cfr. *binum* SCHREB., *Calliergon cuspidatum* KINDB., *Mnium punctatum* HEDW., und *Polytrichum gracile* MENZ. (Die in dieser Arbeit erwähnten Moose sind von Fil. Mag. EDVARD VON KRUSENSTJERNA bestimmt worden.)

Wenden wir uns dann den anderen Profilen zu, so können wir zuerst feststellen, dass die ursprünglichen Verschiedenheiten bezüglich der Tiefe des Standortes an den verschiedenen Stellen durch ungleichförmige Sedimentation im grossen ausgeglichen worden sind, weshalb die entwicklungsgeschichtlichen Bilder, welche die verschiedenen Makro-



ist dasselbe wie in Fig. 6. Bezüglich der Diatomeendiagramme, vgl. Fig. 10 und die Erläuterung zu Fig. 11.

fossiliendiagramme zeigen, praktisch genommen dieselbe Zeit vertreten. Wegen ungünstigerer topographischer Bedingungen sind jedoch die Spuren des für diese Zeit schon beschriebenen Entwicklungsganges hier nicht so deutlich.

Wenn wir uns zunächst Diagramm III (Fig. 13) ansehen, so können wir hier die ersten Entwicklungsstadien bis zu der ersten kräftigen Verlandungsetappe verfolgen. Danach fällt es schwerer, die Grenzen der verschiedenen Wasserstandsveränderungen ohne ein bathymetrisches Diagramm ganz sicher zu lokalisieren. Denn man hat keinen Grund zu erwarten, dass an verschiedenen Stellen dieselben Arten auf ein und dieselbe Fluktuation einheitlich reagieren sollen. Ich denke besonders an die Wasserpflanzen. Das für sie Wesentliche ist nicht die absolute Lage der Wasserfläche, sondern die Wassertiefe. Kulminiert z. B. *Trapa* an einem Ort infolge einer Senkung der Wasserfläche, so kann sie ja gleichzeitig an einer anderen Stelle je nach den bathymetrischen Verhältnissen an Frequenz abnehmen. Und da der Boden in den verschiedenen Perioden der Verlandung mit verschiedener Schnelligkeit auch in ein und demselben Profil zuwächst, sind die Schwierigkeiten mit Hilfe weniger Makrofossilien-diagramme die an anderer Stelle erhaltenen Wasserflächenfluktuationen zu lokalisieren offenbar.

Einen Anhaltspunkt geben jedoch die Landpflanzen. Der Gedanke, der mich die Arbeit unternehmen liess, die eine quantitative Analyse der Makrofossilien der terrestrischen Pflanzen erforderte, war gerade, dass

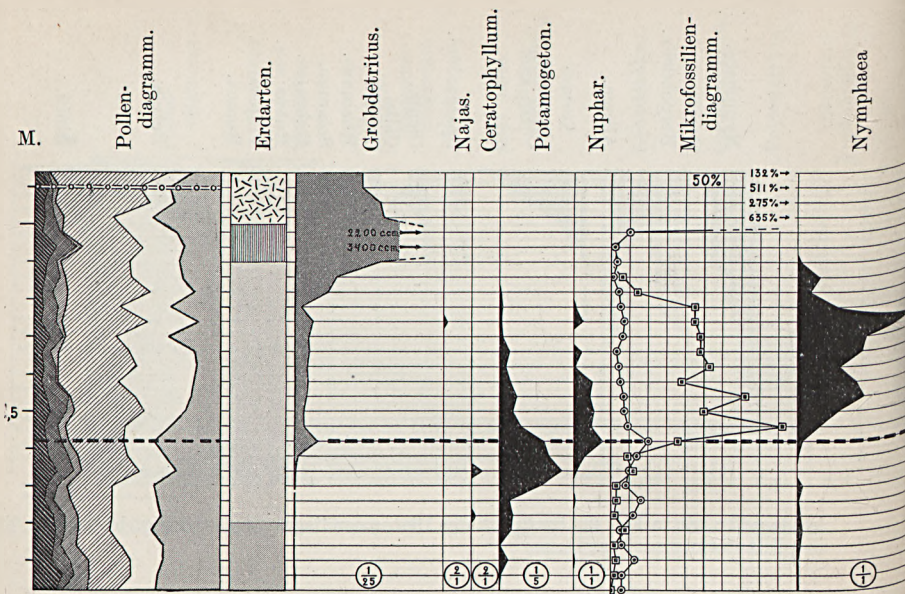


Fig. 13. Fossilendiagramme von Punkt III des Längsprofils. Das Pollen-

man von denselben erwarten konnte, dass sie einen Leitfaden für die Beurteilung der Wasserstandveränderungen geben würden. Schematisch gesehen reagieren die Landpflanzen zum Unterscheide von den Wasserpflanzen völlig einheitlich, nämlich dadurch, dass sie dem Uferand folgen (vgl. oben). Verwerten wir diesen Gedankengang bei Diagramm III und besichtigen wir die *Betula*- und *Alnus*-Kurven, so scheint besonders die erste dieselbe Entwicklung mit intermittenten Seichtwasserstadien andeuten zu können. Wir müssen uns aber hier mit einer Andeutung begnügen, nach der die letzte der früher festgestellten Perioden mit höherem Wasserstand auf III: etwa 1.30 m. gefallen wäre.

Es ist übrigens in diesem Profil ein durchgehender Zug, dass die Makrofossilien qualitativ gesehen weniger zahlreich sind. Von den im Diagramm wiedergegebenen Kurven will ich besonders auf die der animalischen Fossilien aufmerksam machen, die ja in meinem Analysenmaterial hier am schönsten ausgebildet sind.

Die Verlandung wird in diesem Falle durch ein Phragmitesröhricht von dem moosreichen Typus abgeschlossen, den z. B. ALMQUIST (1929) aus Uppland beschrieben hat. Der Phragmitestorf enthält nämlich hier ausser den im Diagramm angegebenen Makrofossilien Reste von *Amblystegium riparium* Br. eur., *Drepanocladus aduncus* MOENKEM. und

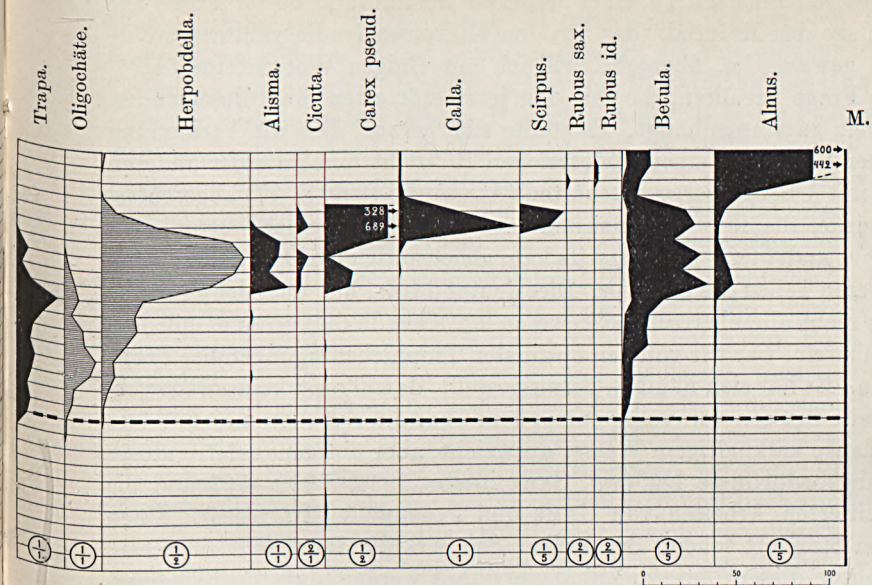


diagramm ist dasselbe wie in Fig. 8. Vgl. übrigens die Erläuterung zu Fig. 11.

Mnium punctatum HEDW., letzteres in reicher Fülle. In den angrenzenden Partien des Phragmitestorfs fand ich beim Graben auch Blätter von *Quercus robur*, eine Nuss von *Trapa*, Früchte von *Polygonum* cfr. *tomentosum* und von *Scirpus lacustris* L. Die im Phragmitestorf auch vorkommenden *Alnus*-Zapfen, *Actinomyces alni* und nach oben hin immer reichlicher vorkommenden Reste von *Dryopteris thelypteris* zeugen von der Nähe des Erlensumpfes, der schliesslich über das alte Röhricht hinauswanderte (vgl. die Sporenkurve).

Beiläufig kann erwähnt werden, dass die untersten Klötze dieses Profils die einzigen im Molken-See gefundenen Fischreste enthielten, und zwar einige Schuppen von Barschen (*Perca fluviatilis* L.). Von den übrigen animalischen Fossilien, die in den Diagrammen nicht vertreten sind, können Cuticularreste von *Unio* oder *Anodonta* erwähnt werden. Sie kommen vereinzelt in sämtlichen drei Profilen vor.

Die dritte Diagrammserie (I; Fig. 11), die nur um die floristische Abstufung an verschiedenen Orten zu zeigen mitaufgenommen worden ist, kann wegen der zu grossen Ausgleichung, die der angewandte Probenabstand in diesem besonderen Fall mitgeführt hat, zu einer Erörterung der Frage der Wasserstandverhältnisse kaum angewandt werden.

Bevor ich indessen zu einer weiteren Behandlung dieser Frage auf Grundlage des Materials, das aus den Mikrofossiliendiagrammen zu erhalten gewesen ist, übergehe, will ich mit einigen Worten eine ökologische Frage berühren, die mit den jetzt erörterten Makrofossiliendiagrammen zusammenhängt. Es stellte sich heraus, dass die Verlandung an einer Stelle mit einem moosreichen Röhricht und an einer anderen Stelle mit Überwassergesellschaften (ALMQUIST 1929, S. 77) abgeschlossen wurde, die ihrer Artenzusammensetzung nach einen eutropheren Seetypus andeuten. Andererseits kam gleichzeitig eine Dysedimentation in anderen Teilen des Sees vor. Dies deutet darauf hin, dass der eutrophe Typus nicht alleinherrschend gewesen ist. Gerade dies stimmt mit dem wohl überein, was wir von den optimalen Trophiebedingungen bei *Trapa* kennen. Es hat sich nämlich herausgestellt, dass *Trapa* keineswegs vorzugsweise in Seen von völlig eutrophem Charakter vorkommt, und dass die Pflanze kalkhaltigem Wasser ausweicht, aber übrigens relativ grosse Nahrungsbedürfnisse hat (vgl. SAMUELSSON 1934, S. 99—102 und die dort zitierten Arbeiten von GAMS und JESSEN & MILTHERS). Einen solchen Standort scheint der Molken-See wirklich dargestellt zu haben. Es kann in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass *Trapa* keineswegs gleichzeitig mit dem Verschwinden aus den Makrofossiliendiagrammen in der grossen Verlandungsperiode, in welcher der von mir behandelte Fundstellenkomplex zugewachsen war, auch aus dem Molken-See verschwunden ist. Bei den Pollenanalysen fand ich nämlich einen *Trapa*-Pollen (vgl. Fig. 9), der zeigt, dass die Art auch hier in abiegender Zeit noch vorkam.

Das Material, welches für eine Behandlung der Frage der Wasserstandsveränderungen noch übrig bleibt, stellt das Mikrofossiliendiagramm Fig. 9 dar. Die gezählten Farnsporen und Nymphaeaceentrichome treten nämlich darin in einem gewissen Zeitabschnitt auf eine Weise auf, die es wahrscheinlich macht, dass wir aus dem Verlauf der Kurven eine Einwirkung der früher besprochenen Wasserflächenfluktuationen herauslesen können. Ich denke hier besonders an die Partie IV: 0.75—0.90 m. Wir sehen wie die Sporen nach einer Kulmination an Frequenz deutlich abnehmen, während gleichzeitig die Nymphaeaceentrichome einen Anstieg zeigen. Dann findet ein Rückgang statt und die Verlandung tritt mit einem kräftigen Sporenmaximum ein (vgl. oben). Es scheint wahrscheinlich zu sein, dass wir es hier mit einer Einwirkung der Wasserflächenhebung zu tun haben, die zuoberst in dem bathymetrischen Diagramm zum Vorschein gekommen ist.

Es entsteht jetzt die Frage, welche Faktoren die hier mit grösster Wahrscheinlichkeit festgestellten Wasserstandveränderungen verursacht haben können. Es ist kaum zu gewagt, als eine Möglichkeit den Gedanken aufzuwerfen, dass wir es hier mit Pulsationen der Humidität in dieser Periode zu tun haben. Hinsichtlich der Lage der Passschwelle und des Verlaufs der Landhebung (vgl. FLORIN 1938) kann die letzte Isolierung des Molken-Sees auf etwa d. J. 3000 v. Chr. datiert werden. Und andererseits wissen wir nach den archäologisch datierten Pollendiagrammen GRANLUNDS (1932) aus Mittelschweden, dass der Anstieg der Fichtenpollenkurve etwa dem Jahre 1 000 v. Chr. entspricht. Sehen wir uns dann das Pollendiagramm Fig. 9 an, so kann die rationelle Fichtenpollengrenze dort auf etwa 0.20—0.40 m. unter der Bodenfläche lokalisiert werden. Freilich wäre es ganz unzulässig, wenn man ohne weiteres die Mächtigkeit der Sedimente zu der Zeit, in der sie sich abgesetzt haben, proportional hielte. Aber so viel kann man doch sagen, dass die von mir festgestellte Verlandung bedeutend vor dem Anstieg der Fichtenpollenkurve und der Rekurrenzfläche (RY 4) liegt, die sich den Untersuchungen GRANLUNDS (1932) nach gleich vor diesem Anstieg ausbildete. Das betreffende Binnenseestadium ist folglich auf die dazwischenliegende Zeitperiode beschränkt. Der Gedanke liegt daher nahe, dass die Wasserstandveränderungen des Molken-Sees Schwankungen der Humidität in einem Zeitabschnitt registrieren, der nicht sehr weit von dem Zeitpunkt entfernt gewesen ist, der in den Schichtenfolgen der Hochmoore RY 5 entspricht. Diese Rekurrenzfläche wird von GRANLUND etwa auf d. J. 2300 v. Chr. datiert.

Es wäre äusserst interessant, durch eine detaillierte Untersuchung der Zuwachsintensität der nahegelegenen Hochmoore in derselben Periode diese Hypothese näher zu prüfen.








L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s .

- ALMQUIST, ERIK, Upplands vegetation och flora. — Acta Phytogeogr. Suec. I. Uppsala 1929.
- ANDERSSON, GUNNAR, Om Najas marinas tidigare utbredning under kvartärtiden. — Botaniska Notiser. Lund 1891.
- , Svenska växtvärldens historia. — Stockholm 1896.
- FLORIN, STEN, De baltiska strandbildningarna och stenåldersboplatserna vid Dammstugan i sydvästra Södermanland. — G. F. F. 60 (1938).
- GRANLUND, ERIK, Kungshamnsmossens utvecklingshistoria jämte pollenanalytiska åldersbestämningar i Uppland. — S. G. U. Ser. C. N:r 368. Stockholm 1931.
- , De svenska högmossarnas geologi. S. G. U. Ser. C. N:r 373. Stockholm 1932.
- HALDEN, BERTIL E., Om torvmossar och marina sediment inom norra Hälsinglands litorinaområde. — S. G. U., Ser. C., N:r 280. Stockholm 1917.

- HALDEN, BERTIL E., Kvartärgeologiska diatomacéstudier belysande den postglaciala transgressionen å svenska västkusten. I. Höganästrakten. — G. F. F. 51 (1929).
- HUSTEDT, FIEDRICH, Bacillariophyta (Diatomeae). In: Pascher, Die Süßwasser-Flora Mitteleuropas. H. 10. — Jena 1930.
- HYYPÄ, ESA, Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. — Bull. Comm. Géol. Finl. N:r 115 (1936).
- KIRCHNER, O. VON, LOEW, E., und SCHRÖTER, C., Lebensgeschichte der Blütenpflanzen Mitteleuropas. II: 3. — Stuttgart 1917.
- LAGERHEIM, GUSTAF, Bidrag till kännedomen om kärllkryptogamernas forna utbredning i Sverige och Finland. — G. F. F. 24 (1902).
- LUNDBLAD, KARL, Svartökärr. En torvgeologisk och utvecklingshistorisk studie. — Sv. Mosskulturforen. Tidskr. 50. Jönköping 1936.
- LUNDQVIST, G., Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. — Die Binnen-gewässer II. Stuttgart 1927.
- VON POST, LENNART, Stratigraphische Studien über einige Torfmoore in Närke. — G. F. F. 31 (1909).
- , Der Bålen-See und die Bålen-See-Studien. — G. F. F. 57 (1935). (a.)
- , Myriophyllum alterniflorum D. C. in den Bålen-See-Ablagerungen. — G. F. F. 57 (1935). (b.)
- SAMUELSSON, GUNNAR, Die Verbreitung der höheren Wasserpflanzen in Nordeuropa (Fennoskandien und Dänemark). — Acta Phytogeogr. Suec. VI. Uppsala 1934.
- SERNANDER, RUTGER, Studier öfver den gotländska vegetationens utvecklingshistoria. — Ak. Abh. Upsala 1894.
- , Om tidsbestämningar i de scanodaniska torfmossarna. — G. F. F. 33 (1911).
- , Förna och äfja. — G. F. F. 40 (1918).
- STEINCKE, FR., Zur Geschichte der Galtgraben-Moore. — Jahresber. des Preuss. Bot. Vereins 1930—1936. Königsberg 1937.

Erklärung der Diagramme.

Diatoméendiagramme:

	Ordinäre Salzwasserformen.
	Ordinäre Brackwasserformen.
	Lagunenformen.
	Ordinäre Süßwasserformen.
	Klarseeformen.
	Relativ seichte Grund- und Aufwuchsformen.
	Relativ tiefe Grund- und Aufwuchsformen.

Erdartbezeichnungen: Siehe Profil A (fig. 2).

Makrofossiliendiagramme:

Alisma	= <i>Alisma plantago aquatica</i> L., Früchte.
Alnus	= <i>Alnus glutinosa</i> (L.) Gaertn., Früchte.
Betula	= <i>Betula alba</i> L., Früchte (schwarz) und Fruchtschuppen (weiss, in der schwarzen Fläche eingetragen).
Calla	= <i>Calla palustris</i> L., Samen.
Carex pseud.	= <i>Carex pseudocyperus</i> L., Früchte.
Ceratophyllum	= <i>Ceratophyllum demersum</i> L., Früchte.
Cicuta	= <i>Cicuta virosa</i> L., Teilfrüchte.
Corylus	= <i>Corylus avellana</i> L., Früchte.

Filipendula	= <i>Filipendula ulmaria</i> (L.) MAXIM., Teilfrüchte.
Grobdetritus	= Vegetativer Schlammungsrest, vgl. im Texte.
Herpobdella	= <i>Herpobdella atomaria</i> CARENA u. <i>H. octoculata</i> L., Cocons.
Montia	= <i>Montia lamprosperma</i> CHAM., Samen.
Najas	= <i>Najas marina</i> L., Samen.
Nuphar	= <i>Nuphar luteum</i> (L.) Sm. Samen.
Nymphaea	= <i>Nymphaea alba</i> (L.) (coll.), Samen.
Oligochäte	= Eicocons einer nicht näher bestimmbareren Oigochäte.
Polygonum	= <i>Polygonum</i> cfr. <i>tomentosum</i> Schr., Früchte.
Populus	= <i>Populus tremula</i> L., Tragblätter der Blüten.
Potamogeton	= <i>Potamogeton</i> spp., Fruchtsteine.
Rhamnus	= <i>Rhamnus frangula</i> L., Fruchtsteine.
Rubus id.	= <i>Rubus idaeus</i> L., Fruchtsteine.
Rubus sax.	= <i>Rubus saxatilis</i> L., Fruchtsteine.
Rumex	= <i>Rumex hydrolapathum</i> HUDS., Früchte.
Scirpus	= <i>Scirpus palustris</i> L. (<i>Heleocharis palustris</i> R. BR.), Früchte.
Solanum	= <i>Solanum dulcamara</i> L., Samen.
Sparganium	= <i>Sparganium</i> spp., Fruchtsteine.
Trapa	= <i>Trapa natans</i> L. forma <i>coronata</i> NATHORST, Früchte.








Mikrofossiliendiagramme und Pollendiagramme:

—○—	Farnsporen.
—■—	Nymphaeacéentrichome.
—□—	Alnus.
—○—	Betula.
---○---	Corylus.
—■—	Eichenmischwald.
—▲—	Fagus.
—△—	Picea.
—●—	Pinus.
—○—	Quercus.
-----	Tilia.
.....	Ulmus.

Carp.	= <i>Carpinus betulus</i> L.
Chenopod.	= Chenopodiaceén-Pollen.
Frax.	= <i>Fraxinus excelsior</i> L.
Hipp.	= <i>Hippophae rhamnoides</i> L.
Myr. alt.	= <i>Myriophyllum alterniflorum</i> D. C.
Myr. vert.	= <i>Myriophyllum verticillatum</i> L.
Rh.	= <i>Rhamnus frangula</i> L.
Rub. cham.	= <i>Rubus chamaemorus</i> L.
Tr.	= <i>Trapa natans</i> L.

Wenn nichts anderes angegeben wird, sind die letzterwähnten Pollenarten nur in Frequenzen unter 1 % (Spuren) angetroffen worden.

Pollendiagramme nach der finnischen Methode:

	Alnus.
	Betula.
	Picea.
	Pinus.
	Quercus.
	Tilia.
	Ulmus.

Nummern der Proben.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Gomphonema acuminatum</i> EHR.	—	—	—	—	—	+	—	—	—
» » <i>v. coronata</i> (EHR.) W. SMITH	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>angustatum</i> (KÜTZ.) RABH.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. producta</i> GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. sarcophagus</i> (GREGORY) GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. undulata</i> GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>argur</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. Gautieri</i> v. HEURCK	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>constrictum</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>gracile</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>intricatum</i> KÜTZ.	3	+	—	+	2	3	+	1	1
» » <i>v. pumila</i> GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>longiceps</i> EHR.	—	—	1	—	8	—	3	—	—
» <i>olivaceum</i> (LYNGB.) KÜTZ.	—	—	—	—	—	—	—	—	+
» <i>parvulum</i> KÜTZ.	—	—	—	—	—	—	—	—	+
» <i>spp.</i>	3	—	—	2	—	—	—	—	—
<i>Gyrosigma Kützingii</i> (GRUN.) CLEVE	—	—	—	—	—	+	—	—	+
<i>Mastogloia Smithii</i> THW. <i>v. lacustris</i> GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	+	—
<i>Navicula americana</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. bacillaris</i> HÉRIB. ET PERAG.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>anglica</i> RALFS	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>bacillum</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>citrus</i> KRASSKE	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>dicephala</i> (EHR.) W. SMITH	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>cf. exigua</i> (GREGORY) O. MÜLL.	—	—	—	—	—	—	—	—	5
» <i>gastrum</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	+
» <i>graciloides</i> A. MAYER	—	—	—	—	—	—	—	—	+
» <i>Jentzschii</i> GRUN.	—	—	—	—	+	—	—	—	—
» <i>laterostrata</i> HUST.	15	12	7	3	5	11	1	+	3
» <i>oblonga</i> KÜTZ.	—	—	—	+	5	+	1	—	2
» <i>placentula</i> (EHR.) GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	—	+
» » <i>v. rostrata</i> A. MAYER	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>protracta</i> GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>pupula</i> KÜTZ.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. capitata</i> HUST.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>radiosa</i> KÜTZ.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>Schönfeldii</i> HUST.	—	—	—	—	—	—	—	—	2
» <i>tuscula</i> (EHR.) GRUN.	2	—	—	—	—	—	—	—	+
» » <i>f.</i> (vgl. HUSTEDT, Fig. 553)	—	—	—	+	—	—	—	—	—
» <i>verecunda</i> HUST.	—	—	—	—	—	—	—	—	4
» <i>vitabunda</i> HUST.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Neidium iridis</i> (EHR.) CLEVE	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nitzschia denticula</i> GRUN.	—	—	—	—	—	—	—	—	+
» <i>linearis</i> W. SMITH	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>sigmoidea</i> (EHR.) W. SMITH	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pinnularia cardinalis</i> (EHR.) W. SMITH	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>divergens</i> W. SMITH	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>gibba</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>major</i> KÜTZ.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>nobilis</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>spp.</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	2
<i>Rhopalodia gibba</i> (EHR.) O. MÜLL.	—	+	—	—	—	—	—	—	1
<i>Stauroneis acuta</i> W. SMITH	—	—	—	—	—	—	—	—	+
» <i>alabamæ</i> HEIDEN	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» » <i>v. angulata</i> HEIDEN	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>anceps</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
» <i>phoenicenteron</i> EHR.	—	—	—	—	—	—	—	—	+

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
+	—	—	—	1	3	+	1	3	5	7	5	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
—	—	—	—	—	—	—	—	+	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—													

Nummern der Proben.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Gomphocymbella ancyli</i> (CLEVE) HUST.	—	—	+	—	—	—	—	—	—
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (KÜTZ.) RABH.	18	—	+	+	—	+	1	+	1
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	—	3	—	—	—	—	—	—	—
<i>Opephora Martyi</i> HÉRIB.	16	1	—	+	+	—	—	—	+
Summe %	85	9	3	2	+	1	2	1	4
Ausserhalb der 100 %-Summe:									
<i>Melosira arenaria</i> MOORE	—	+	1	—	+	1	+	4	4
B. Planktonformen. (Ausserhalb der 100 %-Summe.)									
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLL. ssp. <i>helvetica</i> O. MÜLL.	450	+	5	2	9	3	+	1	—
<i>Stephanodiscus astraea</i> (EHR.) GRUN.	—	—	2	1	+	2	2	+	—
Summe %	450	+	7	3	9	5	2	1	—
III. Indifferente Formen. (Ausserhalb der 100 %-Summe.)									
<i>Epithemia argus</i> KÜTZ.	—	+	41	20	14	13	12	3	2
» <i>sorex</i> KÜTZ.	—	—	3	2	2	6	4	8	1
» <i>turgida</i> (EHR.) KÜTZ.	—	—	5	10	5	+	3	1	2
» <i>v. granulata</i> (EHR.) GRUN.	—	—	—	+	—	+	—	1	+
» <i>zebra</i> (EHR.) KÜTZ.	—	1	16	15	10	3	9	3	3
Summe %	—	1	65	47	31	23	28	16	8

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	3	3	1	1	1	—	2	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1	4	2	4	+	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	
3	5	4	1	2	1	—	2	—	—	—	—	—	—	13	6	—	+	+	8	6	2	4	4	
2	6	—	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	10	1	—	+	121	21	3	4	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	18	7	2	4	2	2	8	26	47	
—	6	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	1	—	—	—	—	—	6	
—	6	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	19	8	3	4	2	2	8	26	53	
—	—	1	—	2	—	—	—	—	—	+	—	—	—	18	29	43	17	10	5	6	3	—	3	
—	1	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	5	14	21	12	3	4	2	—	—	
1	1	3	2	5	3	2	—	7	—	+	—	2	1	1	5	8	—	1	14	5	—	—	—	
—	—	+	2	—	9	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	7	2	17	16	11	3	3	15	10	10	19	12	9	4	18	20	12	7	20	5	2	10	30	
1	9	7	21	23	23	10	3	22	10	11	19	14	10	24	57	85	50	30	42	20	7	10	33	

Über anomale Gletscherschwankungen mit besonderer Berücksichtigung des Vatnajökullgebietes.

Von

SIGURDUR THORARINSSON.

(Manusk. eingegangen $\frac{9}{5}$ 1938.)

Eine der wichtigsten Aufgaben bei der Erforschung jedes Gletschergebietes ist die Ermittlung seiner Gletscherschwankungen, d. h. der Längen- und Dickevariationen der einzelnen Gletscher des Gletschergebietes. Wenn aber derartige Untersuchungen zu dem gewünschten Ergebnis, nämlich der Kenntnis der klimatischen Entwicklung des betreffenden Gebietes und der periodischen Klimaschwankungen führen sollen, müssen zwei Bedingungen erfüllt sein. Erstens muss man eingehende Kenntnisse über den gegenwärtigen Materialhaushalt des Gletschergebietes und den Einfluss der verschiedenen klimatischen Faktoren auf die Budgetbilanz gewonnen haben. Zweitens muss festgestellt sein, welche anomalen nicht direkt klimatisch bedingten Schwankungen in dem Gebiet in Frage kommen können. Erst wenn diese Verhältnisse einigermaßen befriedigend klargelegt sind, kann man damit beginnen, zuverlässigere klimatisch-historische Schlussätze aus den eventuell erhaltenen Angaben über Gletscherschwankungen zu ziehen.

Der Vatnajökull auf Island ist zweifellos eines der glaziologisch interessantesten Gebiete der Erde. Mit seiner Oberfläche von 8 800 qkm ist er die grösste ausserarktische zusammenhängende Eismasse der alten Welt. Glaziomorphologisch ist er besonders interessant wegen seines Reichtums an Gletschern der verschiedensten Typen: hochalpinen Gletscherzungen, Talgletschern und lobförmigen Gletschern, sowie alle möglichen Zwischenformen. Vor allem dank der schwedisch-isländischen Vatnajökullexpedition (1936—1938) kennen wir heute den Materialhaushalt dieses Gebietes ziemlich genau und können feststellen, dass es eines der energiereichsten Gletschergebiete der Erde ist mit einem Niederschlagsmaximum von über 6 000 mm. Es wurde auch festgestellt, dass beinahe alle seine Gletscherzungen seit 1880—90 von einer Lage, die bei manchen wahrscheinlich ihre grösste Ausdehnung in pots-

glazialer Zeit bezeichnet, zurückgewichen sind (AHLMANN-THORARINSON 1937). Aber es ist auch ein Gebiet, wo man vielleicht in höherem Grade als an irgend einer anderen Stelle auf der Erde mit anomalen Gletscherschwankungen verschiedener Art zu rechnen hat. Im vorliegenden Aufsatz soll ein kurzer Überblick über die wichtigsten Typen dieser Schwankungen, ihre Äusserungen und inneren Relationen sowie ihr Verhältnis zu den »normalen« klimatogenen Oszillationen gegeben werden.

Vulkanogene Schwankungen.

Der Vatnajökull ist das klassische Gebiet der Gletscherläufe. Unter Gletscherlauf (isländisch Jökulhlaup) werden öfters nur die durch subglaziale Vulkanausbrüche bedingten katastrophalen Wasserfluten verstanden, d. h. die Vorgänge, die THORODDSEN als »aussergewöhnliche Gletscherläufe« bezeichnet hat (THORODDSEN 1905, S. 38) und die ich vulkanogene Gletscherläufe nenne. Es muss aber hervorgehoben werden, dass diese vulkanogenen Gletscherläufe sowohl was ihre Äusserungen als auch ihre Wirkungen betrifft, fast von derselben Art sind wie die Wasserfluten, die durch das Abfliessen des Wassers aus durch Gletscher aufgestauten Seen entstehen (THORODDSENS »gewöhnliche Gletscherläufe«) und für welche ich den Namen glazilimnogene Gletscherläufe vorschlage. Die recht gewöhnliche Auffassung, dass die Morphologie der isländischen Sandar durch die vulkanogenen Gletscherläufe bedingt wird, ist daher nicht haltbar.

Der Gletscher des Vatnajökullgebietes, der am häufigsten von vulkanogenen Gletscherläufen betroffen wurde, ist der Skeidarárjökull. Diese Gletscherläufe dürften meistens durch Ausbrüche in dem Krater tal Grímsvötn¹ (siehe die Karte Abb. 1) oder dessen Nähe bedingt sein.

¹ Der Name Grímsvötn ist in den in den letzten Jahren erschienenen Arbeiten über den Vatnajökull umstritten gewesen. Als WADELL und YGBERG im Jahr 1919 das Krater tal im Vatnajökull entdeckten, von dem man jetzt weiss, dass es der Ausgangspunkt für die meisten Gletscherläufe des Skeidarárjökulls ist, gaben sie diesem den Namen Svíagígur, d. i. Krater der Schweden (WADELL 1920). Es hat sich jedoch gezeigt, (siehe ÁSKELSON 1936), dass Svíagígur aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem in der älteren isländischen Literatur erwähnten Grímsvötn identisch ist. Die einzige noch übrigbleibende Motivierung für die Änderung des Namens war, dass man damals eigentlich nicht wusste, wo das alte Grímsvötn lag. Aber jetzt zeigt es sich, was YGBERG und WADELL wahrscheinlich nicht wussten und andere Forscher, die diese Namensfrage erörtert haben, auch nicht erwähnt haben, dass es vor YGBERGS und WADELLES Reise tatsächlich eine Lokalisierung dieses Krater tales und sogar eine sehr gute gegeben hat. Beim Ausbruch am 22. März 1883 wurden von mehreren Stellen um den Vatnajökull herum vom Krater aufsteigende Rauchsäulen wahrgenommen. Durch Vergleich der von verschiedenen Orten aus gemessenen Richtungen zu demselben hin gelangte man zu dem Ergebnis, dass der Krater in 64 Grad 24 Min. n. Br. und 30 Grad w. L. von Kopenhagen lag (Zeitschrift »Fródi« IV S. 20 Reykjavík 1883), eine Bestimmung, die sehr gut mit

Dank sei Untersuchung des Gletscherlaufes vom Jahr 1934 durch NIELSEN und ÁSKELSSON u. a. haben wir jetzt zum erstenmal eine einigermaßen ausführliche Beschreibung eines Gletscherlaufes bei dem Skeidarárjökull erhalten. Ich verweise hier daher auf die Arbeiten dieser Forscher (ÁSKELSSON 1936, NIELSEN 1937), will aber doch darauf hinweisen, da dies kaum aus den genannten Arbeiten hervorgeht, dass der Gletscherlauf von 1934 nicht zu den grössten des Skeidarárjökulls gehörte, aber doch immerhin ein ziemlich typischer Gletscherlauf desselben war. Charakteristisch ist, dass das durch den Ausbruch entstandene Schmelzwasser sich *subglazial* bis zum Gletscherrand hin einen Weg bahnt; ebenso scheint es recht typisch für die Gletscherläufe des Skeidarárjökulls zu sein, dass sie ziemlich langsam beginnen, aber sehr abrupt aufhören. (Der Gletscherlauf von 1934 begann am 22. März, nahm sehr langsam zu bis zum 26. März, kulminierte am 30. März und erreichte am 1. April sein Ende). Bei einem solchen Gletscherlauf strömen gewaltige Wassermengen hervor. Nach NIELSEN war der durchschnittliche Abfluss während der letzten 3 Tage des Gletscherlaufes vom Jahre 1934 64 000 m³/Sek.¹ Vergleichenderweise sei erwähnt, dass die durchschnittliche Wassermenge des Amazonas 74 000 m³/Sek. beträgt. Beim Ausbruch des Vulkans Katla im Jahre 1918 betrug dagegen die Wassermenge des Gletscherlaufes wahrscheinlich nicht weniger als 200 000 m³/Sek.

Dieses Wasser sucht sich teilweise seinen Weg durch Tunnels, aber es scheint auch die Gletscherfront selber hochzudrücken, denn sowohl von diesem letzten wie von älteren Gletscherläufen haben wir Berichte von Augenzeugen darüber, dass die Gletscherfront in die Höhe gehoben wird und auf und nieder schwankt.

Vom Standpunkt der Gletscherschwankung aus betrachtet, ist es wichtig, festzustellen, dass beim Gletscherlauf des Skeidarárjökulls kein Vorwärtsrutschen des Gletschers stattfindet, wie wir es später bei einigen anderen Gletscherläufen beobachten können. Sie wirken nur »zurückdrängend« und zwar in zweierlei Weise, nämlich teils direkt dadurch, dass der Gletscherrand aufgebrochen und fortgespült wird, teils indirekt dadurch, dass die *subglazial* hervorströmenden Wassermassen Ma-

der jetzt festgestellten Lage des Kraters (siehe die Karte Abb. 1, wo die Lage nach der Bestimmung vom Jahr 1883 mit einem + bezeichnet ist) und viel besser als mit der auf YGBERGS und WADELLS Karte angegebenen (WADELL 1920) übereinstimmt. Ich bin daher der Ansicht, dass man von dem Namen Svíagígur ebenso wie von dem Kompromissnamen Grímsvötn-Svíagígur definitiv absehen kann.

¹ Selbstverständlich sind diese Berechnungen sehr unsicher. Meiner Ansicht nach sind sie wahrscheinlich zu hoch.

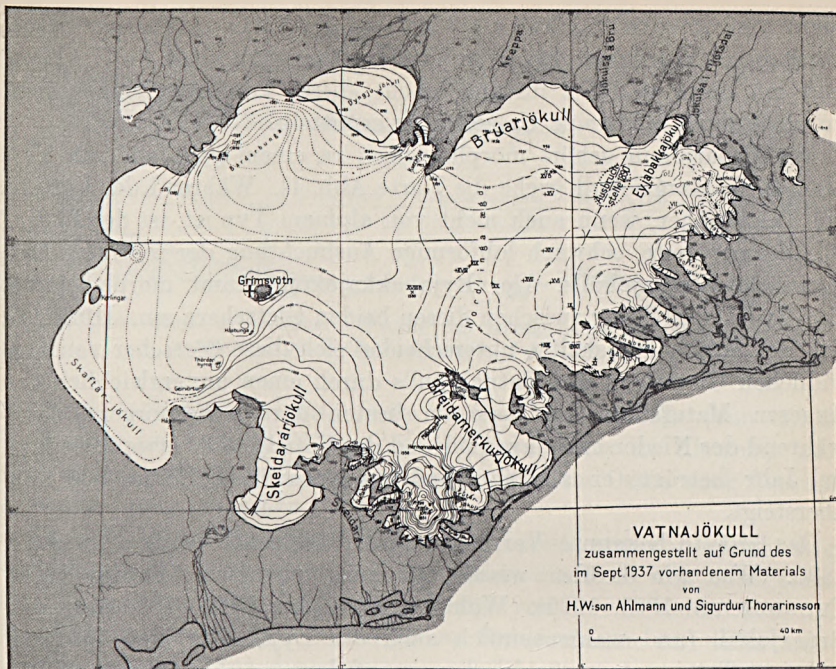


Fig. 1. Karte über Vatnajökull. Höhenkurven von je 100 m.

terial von der Unterlage des Gletschers los-schmelzen oder mit sich fortreißen. Dieses Dünnerwerden des Eises bedeutet seinerseits eine verminderte Bewegungsenergie des Gletschers und begünstigt das Zurückweichen.

Quantitativ spielt bei diesen Gletscherläufen das Losschmelzen eine viel grössere Rolle als das Aufbrechen. Bei dem Gletscherlauf vom Jahre 1934 betrug das vom Eisrand losgesprengte Material kaum mehr als 10 Mill. m³, während das Schmelzwasser nach Nielsen 10—15 km³ betrug, also über 1 000 mal soviel. Der grösste Teil dieses Schmelzwassers kommt jedoch vom Grímsvötnal selbst her und wirkt kaum auf den eigentlichen Materialhaushalt des Skeidarárjökulls ein. Man darf auch nicht vergessen, dass diese Ziffern im Verhältnis zum kolossalen Materialumsatz des Vatnajökulls betrachtet werden müssen. 10 km³ Wasser entsprechen nicht viel mehr als der Niederschlagsmenge, die während eines Jahres auf dem Skeidarárjökullgebiet fällt.

Von ganz anderer Art als die Gletscherläufe des Skeidarárjökulls ist das katastrophale Vorrücken, das manchmal bei den Gletschern Brúar-

jökull und Eyjabakkajökull am Nordrand des Vatnajökulls stattfindet. Über dieses Vorrücken und seine Ursachen war man lange im Unklaren und ich halte es daher für angebracht, dieses Vorrücken eingehender zu beschreiben und seine Ursachen zu ermitteln.

Der Brúarjökull gehört morphologisch zu einem ganz anderen Typ als der Skeidarárjökull (siehe die Karte Abb. 1). Während der letztere ein Talgletscher, wenn auch nicht von alpinem Typ ist, ist der Brúarjökull eine breite, schwach lobförmige Ausbuchtung der zentralen Eisdecke des Vatnajökulls. Der Eyjabakkajökull nimmt morphologisch eine Zwischenstellung zwischen diesen beiden Gletschern ein. Hinsichtlich des Materialhaushaltes unterscheiden sich diese Gletscher von den südlichen Gletschern des Vatnajökulls durch einen unvergleichlich geringeren Materialumsatz, was am besten daraus hervorgeht, dass, während der Niederschlag am Südrand des Vatnajökulls etwa 2000 mm im Jahr beträgt, er am Nordrand des Brúarjökulls kaum 500 mm übersteigt.

Das grösste bekannte Vorrücken dieser Gletscher erfolgte im Jahr 1890. Was wir darüber wissen, ist kurz folgendes (BRUUN 1901, THORODDSEN 1905, 1925): Während der Jahre 1860—1880 ging der Brúarjökull (und wahrscheinlich auch der Eyjabakkajökull) zurück, wobei er Toteisreste zurückliess, u. a. auf dem sog. Kringilsárrani, der flachen 'Sandur'-Ebene, zwischen den Flüssen Kringilsá und Jökulsá á Brú. Im Winter 1889—90 merkte man, dass dort oben etwas Ungewöhnliches vor sich ging, denn sowohl der Jökulsá á Brú und der Jökulsá im Fljótstal (der Gletscherfluss des Eyjabakkajökulls) führten eine ungewöhnlich grosse Schlammmenge mit sich, etwas was bei den Flüssen des Skeidarárjökulls ein sicheres Zeichen dafür zu sein pflegt, dass ein Gletscherlauf im Anzug ist. Um Neujahr sah man von einem Berg in der Nähe des Gehöftes Kóreksstadir, auf dem Fljótsdalshérad südlich vom Snæfell Rauchsäulen aufsteigen und gleichzeitig konnte man unterirdisches Getöse und donnerähnliches Rollen hören. Am 27. Juli begann der Jökulsá á Brú plötzlich in ungewöhnlich hohem Grade zu wachsen, sein Hochwasser dauerte mehrere Tage und Nächte und man sah grosse Eisstücke den Fluss hinabtreiben. Einige Tage später bemerkten ein paar Bauern, die sich zur Renntierjagd auf das Hochland nördlich vom Brúarjökull begeben hatten, dass der Gletscher auf der Hochebene hinabgerutscht war, so dass der Eisrand jetzt mindestens 10 km weiter nördlich als früher lag. Etwas später reiste der Distriktsarzt TH. KJERULF über das Hochland nördlich vom Brúarjökull. Nach seiner Beschreibung (Zeitung »Ísafold« Reykjavík 1890) zeigte die ganze Gletscherfront Zeichen gewaltiger Störungen, das Eis war in unzählige keilförmige bis zu 200 m hohe Schollen zerstückelt

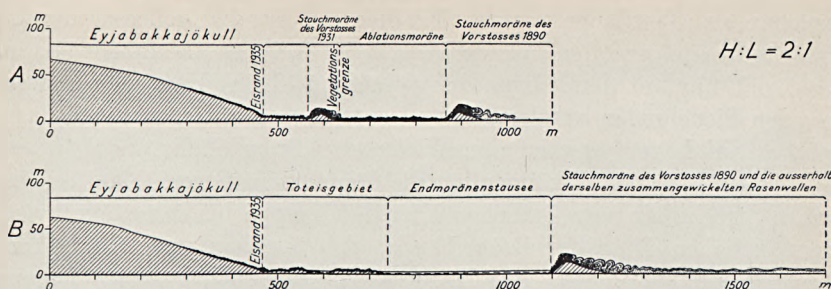


Fig. 2. Zwei etwas schematisierte Profile des Randgebietes des Eyjabakkajökulls, gemessen von S. THORARINSSON, Juli 1935.

und auf dem Kringilsárrani hatte es alte Moränenwälle (von einem Vorrücken im Jahr 1810?) vor sich hergeschoben. Im Gletscher war südwestlich vom Snæfell eine gewaltige sich von Osten nach Westen ziehende Spalte zu sehen.

Auch der Eyjabakkajökull rückte, wie bereits erwähnt, gleichzeitig vor, wie weit wissen wir nicht, aber sicher dürfte es sich mindestens um ein paar km gehandelt haben. Einige von den Gebieten, über die der Gletscher vorrückte, waren sicher Sandurebenen und Ablationsmoränengebiete, aber die peripheren Teile waren von einer Bodenschicht bedeckt und teilweise waren sie sumpfiges Gelände mit einer üppigen Moorvegetation. Als die Gletscher vorrückten, schoben sie teils die Moränenwälle, die sich in ihrem Weg befanden, teils diese Bodendecke, die an mehreren Stellen zu gewaltigen Wällen zusammengepresst wurde, vor sich hin. Ein etwas schematisiertes Längsprofil vom Eyjabakkajökull (Abb. 2), das während meines dortigen Aufenthaltes zusammen mit Herrn Rektor P. HANNESSON, Reykjavík, im Sommer 1935 angefertigt wurde, veranschaulicht die damals herrschenden Verhältnisse. Die grosse Stauchmoräne von 1890 ist dort stellenweise 20—25 m hoch und hat noch einen mächtigen Eiskern, der in dem Einschnitt, den der Hauptfluss sich beim Durchbruch durch den Moränenwall geschaffen hatte, sichtbar war. Der proximale Teil des Moränenwalles besteht aus einer teilweise ziemlich groben sehr unsortierten Moräne mit eingefalteten Rasenstücken. Der distale Teil besteht aus gewaltigen zusammengepressten Rasenfalten mit eingekeiltem Moränenmaterial und die Sandschichten zwischen diesen Falten gehen weiter nach aussen hin in mehr regelmässige konzentrische Rasenwälle über, die allmählich ausklingend weit über die sumpfige Ebene hin verfolgt werden können. Die Tatsache, dass die Bodendecke so regelmässig gefaltet werden konnte, dürfte darauf beruhen, dass beim Vorrücken des Gletschers noch Eis im Boden vorhanden war,

welches als Gleitfläche wirkte. Frappierend ist der kolossal üppige Pflanzenwuchs auf den Rasenwällen dicht bei dem Moränenwall; er lässt sich nur mit demjenigen der gedüngten »Tún« (Hauswiese) unten bei den Siedelungen vergleichen und entsprechende Gegenstücke dazu gibt es auf Island nur auf den Wällen des Brúarjökulls.¹

Bei dem Brúarjökull können wir die Stauchmoräne von 1890 über die ganze Strecke hin vom östlichen Ufer des Kreppá bis zum Jökulkvísl, dem östlichen Fluss der Brúarjökulls, also über ein ungefähr 30 km langes Gebiet verfolgen. Aus HANNESSONS Tagebuch habe ich folgendes über die Verhältnisse auf dem Kringilsárrani entnommen: »Die Bodendecke ist hier in Falten zusammengepresst worden, die Wälle sind 10—15 m hoch und etwa 30 m breit; manchmal noch breiter. Vor ihnen befinden sich hier und da parallele Rücken, hinter ihnen Moränen mit grossen Steinen und erratischen Blöcken. Am weitesten reichen die Wälle gegen Norden bei Jökulsá, aber gegen Westen wie gegen Osten nähern sie sich dem Jökul. Er ist offenbar am weitesten in der Umgebung des Flusses vorgerückt, wo ja auch der Ansatz zu einem Tal vorhanden ist. Auf den Wällen ist die Vegetation ausserordentlich üppig, an mehreren Stellen, wie auf einem »Tún« — einfach erstaunlich.

Die Moräne hinter den Wällen beginnt sich auch mit einer ziemlich reichlichen Vegetation zu bedecken und an mehreren Stellen gibt es dort jetzt schon gute Schafweiden, *Eriophorum*dolden, *Calamagrostis*, *Deschampsia alpina* usw. Eigentümliche radiale nordsüdliche Moränenrücken kommen vor, wahrscheinlich sind dies Spaltenfüllungen. Deutliche Palsen sind bereits gebildet worden.»

Seit dem Jahr 1890 sind diese beiden Gletscher stark zurückgegangen, der Brúarjökull maximal bis zu etwa 8 km. Der Rand des Eyjabakkajökulls hatte sich zur Zeit meines Aufenthaltes dort (August 1935) maximal um etwa 600 m von der Moräne des Jahres 1890 zurückgezogen (siehe jedoch nähere Angaben hierüber im Folgenden); gleichzeitig sind die beiden Gletscherfronten, besonders jedoch diejenige des Brúarjökulls, bedeutend dünner geworden und ihr Rand kann geradezu als »tot« bezeichnet werden. Bei diesen beiden Gletschern gibt es daher gegenwärtig ausserordentlich günstige Gelegenheiten, im Einzelnen das Entstehen von Toteismoränenlandschaften (Siehe Abb. 3) in allen möglichen Variationen zu untersuchen, eine Gelegenheit, die u. a. von WOLDSTEDT (WOLDSTEDT 1937) ausgenützt wurde. Es wäre aber erwünscht, dass diese auch von einem schwedischen Quartärgeologen wahrgenommen werden würde, und zwar im Hinblick auf die letzte Ab-

¹ Das heutige Randgebiet des Brúarjökulls ist am gründlichsten von P. HANNESSON untersucht worden, der sich dort im Sommer 1933 längere Zeit aufhielt. Er hat mir bereitwillig gestattet, seine Tagebücher zu benutzen.

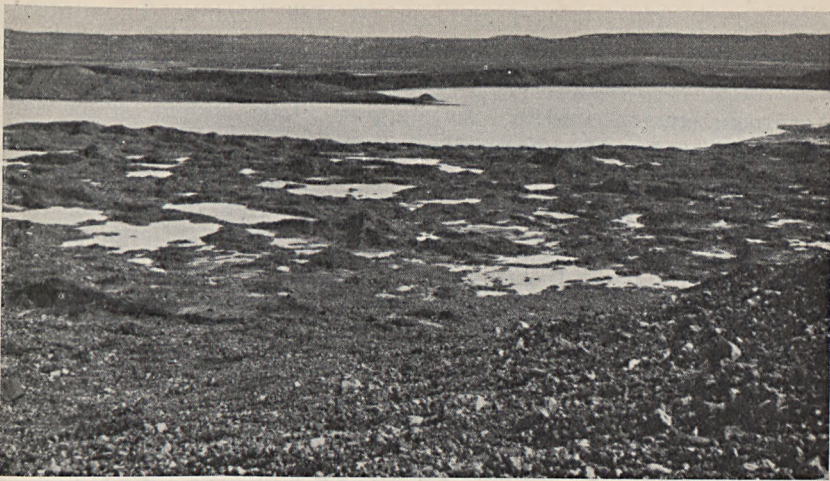


Fig. 3. Das Randgebiet des Eyjabakkajökulls. Im Hintergrund die Stauchmoräne von 1890, die einen seichten See aufgestaut hat. Im Vordergrund eine im Entstehen begriffene Toteismoränenlandschaft. Aufnahme S. THORARINSSON, 29. Juli 1935.

schmelzungsperiode des letzten Inlandeises und die damit zusammenhängenden Erscheinungen, wie Toteisbildung usw. Hierfür ist eine zeitgemässe Auffassung der Probleme besonders notwendig. Es ist kein Zufall, dass der Forscher, der am meisten für die schwedische Eiszeitgeologie bedeutet hat, auch derjenige ist, der mehr als die meisten schwedischen Quartärgeologen die heutigen glaziologischen Verhältnisse untersucht hat.

Die Ursache für den Rückgang dieser Gletscher seit 1890 ist teils direkt klimatologisch (siehe S. 490), aber zu einem wesentlichen Teil wird er auch dadurch bedingt, dass beim Vorrücken diese Eisloben beinahe den Kontakt mit ihrem Nährgebiet verloren haben und zu Toteisgebieten wurden (AHLMANN 1938). Dies gilt besonders für den Brúarjökull.

Wodurch wurde aber dann das Vorrücken vom Jahre 1890 verursacht? Aus dem bereits Mitgeteilten könnte man vielleicht den Schluss ziehen, dass dies Problem leicht zu lösen ist und dass es sich selbstverständlich um einen Vulkanausbruch gehandelt hat. So leicht aber ist das Problem nicht abzufertigen. Das einzige direkte Zeichen, das auf einen Vulkanausbruch hindeutet, ist die Angabe von Rauchsäulen südlich vom Snæfell, aber derartige Angaben erweisen sich nicht immer als stichhaltig, besonders lassen manchmal die angegebenen Richtungen viel zu wünschen übrig. Und dies geschah ja zu Beginn des Jahres,

während der Gletscherlauf erst am 27. Juli begann. THORODDSEN urteilt hierüber folgendermassen: (THORODDSEN 1925 S. 78): »Es ist nicht unwahrscheinlich, dass sich südwestlich vom Brúarjökull ein Ausbruchszentrum findet«. An anderer Stelle spricht er die Vermutung aus, dass der Vatnajökull Housie, ein von dem Engländer Watts beschriebener ziemlich zweifelhafter Vulkan, der zwischen dem Örefajökull und dem Kverkfjöll liegen soll, der Herd dieses Ausbruches gewesen sei. Einige Forscher (z. B. AHLMANN 1937) haben die Möglichkeit erwogen, dass Erdbeben dieses Vorrücken verursacht haben, aber diese Möglichkeit muss abgelehnt werden. Einesteils haben wir keine Angaben über ein Erdbeben in diesen Gegenden im Jahr 1890 oder in früheren Jahren und ferner setzt ein seismogenes Vorrücken, wie ich später ausführen werde, eine ganze andere Topographie als die hier vorhandene voraus. Eine klimatische Erklärung lässt sich auch nicht geben, da sich die Gletscher seit mehreren Jahren in einem klimatisch bedingten Rückgang befanden. Selber bin ich der Ansicht, dass man bei unseren heutigen Kenntnissen der vulkanischen und topographischen Verhältnisse im Vatnajökullgebiet vielleicht keine zwingenden, aber doch sehr starke indirekte Beweise dafür anführen kann, dass ein subglazialer Ausbruch das Vorrücken verursacht hat und dass eine andere, einleuchtende Erklärung nicht gegeben werden kann. Und ich bin auch der Ansicht, dass man bei unserer heutigen Kenntnis der Topographie den Vulkanherd einigermaßen lokalisieren kann.

Die skeptische Auffassung von THORODDSEN und anderen Forschern hinsichtlich der vulkanischen Erklärung gründete sich vor allem darauf, dass man keine direkten Wirkungen eines Vulkanausbruches, wie Aschenregen u. dgl., in diesem Gebiet im Juli 1890 beobachtet hatte. Jedoch sind auch im Skeidarárjökull (z. B. im Jahre 1892) Gletscherläufe ohne irgendwelche sichtbaren Zeichen einer vulkanischen Tätigkeit vorgekommen. Und jetzt haben wir neulich einen direkten Beweis dafür erhalten, dass subglaziale Ausbrüche stattfinden können, ohne die Eisdecke zu durchbrechen.

Im Juni 1934 begann der Gletscherfluss Djúpá im Fljótshverfi (westlich vom Skeidarársandur) plötzlich zu steigen und sein Hochwasser dauerte bis in den August hinein. Man sah jedoch keinerlei Zeichen für einen vulkanischen Ausbruch, als aber ein deutscher Gelehrter, ERNST HERMANN, im Juli dieses Jahres den Gletscher östlich von Hágöngur besteigen wollte an der Stelle, wo der Gletscherrand im April, als die Nielsen-Expedition dort vorbeikam, verhältnismässig eben und dünn war, war die Eisfront steil und zerstückelt und konnte unmöglich bestiegen werden. Und als NIELSEN im Sommer 1936 wiederum zum Grímsvötn reiste, war der Gletscher noch in einem mehrere

Kilometer breiten und 10 km langen Gürtel östlich von Hágöngur aufgebrochen und zerstückelt (NIELSEN 1937). Es besteht kein Zweifel darüber, dass NIELSENS Erklärung richtig ist, dass wir es hier mit einem subglazialen Ausbruch zu tun haben, der nicht durch die verhältnismässig dünne Eisdecke hindurchgedrungen ist, einem lange dauernden aber wenig intensiven Lavaausbruch, der die Eisdecke zerstückelt und teilweise zerschmolzen und das Hochwasser des Djúpá verursacht hat.

Ich halte es für äusserst wahrscheinlich, dass im Jahr 1890 ein Ausbruch von ähnlicher Art stattgefunden hat, ein Ausbruch, der anfangs wahrscheinlich explosiv die Eisdecke nach oben hin zersprengt hat (die Rauchsäule und Donnerschläge im Januar), der aber dann allmählich in einen ruhigen Lavaausbruch übergegangen ist.

Für die Lokalisierung der Ausbruchsstelle müssen wir uns vor allem an die Tatsache halten, dass dieser gleichzeitig Gletscherläufe sowohl im Eyjabakkajökull wie im Brúarjökull verursachte. Wie THORODDSEN von dieser Tatsache absehen und den eventuellen Ausbruch südwestlich vom Brúarjökull lokalisieren konnte, ist schwer zu verstehen. Irgendwo im Grenzgebiet zwischen dem Brúarjökull und dem Eyjabakkajökull muss also das Vulkangebiet liegen. Dass es auf den Brúarjökull so weit westlich wie bis zum Kreppa einwirken konnte, deutet auf eine südliche Lage des Gebietes, aber südlich vom Höhenrücken kann es nicht gelegen haben.

Eine Stütze bei der Lokalisierung der Ausbruchsstelle haben wir in den vulkanotektonischen Verhältnissen. Der enge Zusammenhang zwischen dem Vulkanismus und der Tektonik ist ja einer der Charakterzüge der Geologie von Island. Wahrscheinlich ist die Ausbruchsstelle in der Fortsetzung des Snæfellkraterrückens zu suchen, der einen nordnordöstlich-südsüdwestlichen Verlauf hat (vgl. die gestrichelte Linie auf der Karte Abb. 1). Auf dieser ist ebenfalls das Gebiet, in dem der Ausbruch wahrscheinlich stattgefunden hat, mit einem punktierten Oval angegeben. Die Angaben, die wir über das Vorrücken dieser Gletscher vor dem Jahr 1890 besitzen, sind spärlich. Im Jahr 1625 wird ein Gletscherlauf im Jökulsá á Brú erwähnt und auch 1810 soll ein Vorrücken erfolgt sein (THORODDSEN 1925). Diese Angaben sind jedoch unsicher. Dagegen rückte der Eyjabakkajökull im Sommer 1931 beträchtlich vor, was auf unserer bereits früher erwähnten Expedition dorthin im Sommer 1935 festgestellt wurde. Schon auf dem Weg dorthinauf vernahmen wir von einem Bauern auf dem Gehöft Hóll in Fljótsdalur, FRIDRIK STEFÁNSSON, der seit der Jahrhundertwende jeden Herbst zum Eyjabakkajökull hinaufgestiegen war, um die Schafe heimzutreiben, dass der Gletscher sich bis zum Sommer 1931 zurückgezogen habe und

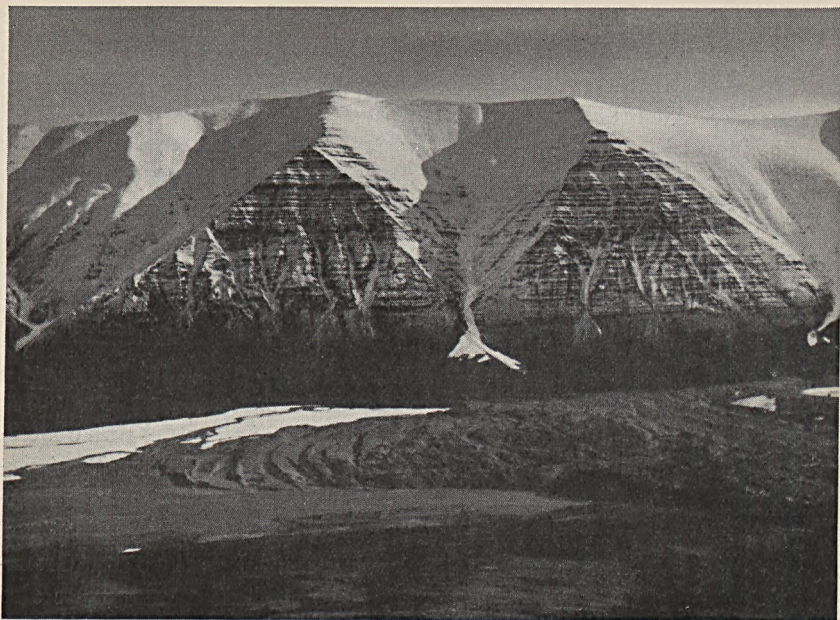


Fig. 4. Stauchmoräne vor dem Karlsbre, Bockfjord, Spitzbergen, aus zusammengesobenen Deltamaterial bestehend. Aufnahme aus 300 m Höhe südlich vom Schelderupsbre. Aufnahme ADOLF HOEL, 19. August 1910.

dass seine Front damals viel dünner geworden sei. Aber im Laufe des Sommers rückte der Gletscher oder wenigstens sein westlicher Teil wieder einmal vor und im Herbst 1931 war die Gletscherfront steil und zerborsten. Der Jökulsá hatte in diesem Sommer keinen Gletscherauslauf gehabt, aber eine ungewöhnlich grosse Schlammmenge mit sich geführt (vgl. S. 494); ein Flussarm, der bis 1931 unter dem Gletscher westlich vom Eyjafell hervorgekommen war, verschwand beinahe vollständig bei diesem Vorrücken. Als wir zum Eyjabakkajökull gelangten, fanden wir, dass die Verhältnisse am Eisrand die Erzählung des Bauern bestätigten. Der westliche Teil der Gletscherfront (siehe Profil A, Abb. 2) war deutlich vorgerückt und hatte einen Moränenwall von ähnlichem Typ wie die Moräne vom Jahr 1890 vor sich hergeschoben. Dieser Wall hatte einen mächtigen Eiskern und hinter ihm war das Eis bereits viel dünner geworden und um 100 m zurückgewichen. Wie weit das Eis im Jahr 1931 vorgerückt war, lässt sich schwer entscheiden, aber die ziemlich deutlich ausgeprägte Vegetationsgrenze vor der Stauchmoräne vom Jahre 1931 deutet auf einen mehrjährigen Unterschied von wahrscheinlich 5—10 Jahren hin. Da das Eis jedes Jahr im Durchschnitt

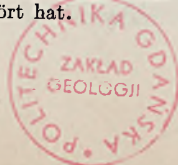
etwa 50 m zurückwich, müssen wir also mit einem Vorrücken von mindestens 250 m rechnen. Auch in diesem Fall halte ich ein vulkanogenes Vorrücken für die wahrscheinlichste Möglichkeit, obwohl nur eine geringe oder gar keine Wasserflut zu bemerken war, und da nach HANNESSON in diesem Jahr am Brúarjökull kein Vorrücken stattfand, deutet dies darauf hin, dass die Ausbruchsstelle etwas weiter röstlich lag als im Jahre 1890.

Wir haben es also am Brúarjökull und Eyjabakkajökull mit vulkanogenen Schwankungen zu tun, jedoch von ganz anderer Art als am Skeidarárjökull. Während die Gletscherläufe dort unmittelbar rezessiv auf den Gletscher einwirken, sehen wir hier zuerst ein gewaltiges Vorrücken der Gletscher — die absolute Materialabnahme durch Zerschmelzen spielt hier eine untergeordnete Rolle — und das Wiederrückweichen des Gletschers bildet eine ganz sekundäre Erscheinung, was darauf beruht, dass die vorgerückten Gletscherzungen den Kontakt mit ihrem Nährgebiet verloren haben (AHLMANN 1938). Zwischen diesen beiden Typen von vulkanogenen Schwankungen gibt es viele Übergänge, aber jene bilden die zwei Haupttypen dieser Art von Schwankungen.¹

Glazilimnogene Schwankungen.

Zu diesen Schwankungen zähle ich alle die Störungen des Gletschers, die dadurch verursacht werden, dass vom Eis aufgestaute Seen gebil-

¹ Als ich mit der Ausarbeitung dieses Berichtes über das Vorrücken des Eyjabakkajökulls beschäftigt war, bekam ich eines Abends im Zusammenhang mit einem Vortrag von Herrn Dozent ADOLF HOEL in Oslo Gelegenheit, einige der vom Norges Svalbards- og Ishavsundersökelse gemachten, ausgezeichneten Fliegeraufnahmen von Spitzbergen zu sehen. Darunter befand sich ein Bild von einer Gletscherzunge im nördlichen Spitzbergen und es frappierte mich sofort, dass die vor diesem Gletscher zusammengeschobenen Moränenwälle denen am Eyjabakkajökull auffallend ähnlich waren (siehe Abb. 4, die Herr Dozent HOEL liebenswürdigerweise mir zur Verfügung gestellt hat). Als ich später Herrn Dozent HOEL näher über die Angelegenheit befragte, zeigte es sich, dass dieser Gletscher der Karlsbree an der Bockfjord war, also ein Gletscher, der gerade in dem von HOEL und HOLTEDAHL beschriebenen jungvulkanischen Gebiet auf Spitzbergen liegt (HOEL—HOLTEDAHL 1911, HOEL 1914); ein Gebiet, wo wir postglazial tätige Vulkane und Quellgebiete mit noch warmen Quellen haben, worunter ein Quellgebiet, die Trollquellen, ganz in der Nähe des Karlsbree. Das Vorrücken des Gletschers, wodurch das Moränen- und Deltamaterial in diesen Wällen zusammengeschoben wurde, muss von einer raschen katastrophalen Art gewesen sein und wahrscheinlich während des Sommers stattgefunden haben, als der Boden bis zu einer gewissen Tiefe aufgetaut war. Ess muss auch in sehr später Zeit erfolgt sein, da die Wälle gar nicht deformiert sind. Ich möchte hier die vielleicht kühne Hypothese aufstellen, dass dieses Vorrücken vulkanogen und von ähnlicher Art wie beim Eyjabakkajökull gewesen ist und dass die vulkanische Tätigkeit in diesem Gebiet also noch nicht aufgehört hat.



det und dann wieder entleert werden. Denn auch wenn diese Störungen in gewöhnlichen Fällen nicht von der Grössenordnung sind, dass sie Gletscherschwankungen verursachen, so können sie dies manchmal doch tun. Im Zusammenhang mit dem Skeidarárjökull habe ich schon erwähnt, dass diese in ihren Wirkungen wenigstens an der Eisfront und bei der Ausgestaltung der Sandar den vulkanogenen Gletscherläufen sehr ähnlich sind. Auch rein quantitativ können sie manchmal beinahe von derselben Grössenordnung sein. So wurde z. B. berechnet (ÁSKELSSON 1936), dass bei der Entleerung des Sees Grænalón westlich vom Skeidarárjökull vom 7.—13. September 1935 2 km³ Wasser abgeflossen sind und der westliche Teil des Skeidarársandur war ebenso übel zugerichtet wie nach einem vulkanogenen Gletscherlauf. Auch der Heinabergsjökull wird oft von derartigen glazilimnogenen Gletscherläufen betroffen, wenn sich der im Vatnsdalur aufgestaute Eisseee entleert, und diese Gletscherläufe können manchmal (z. B. 1887) katastrophal sein. Alle Gletscherläufe dieser Art, die wir im Vatnajökullgebiet kennen, haben rezessiv (zurückdrängend) auf die Gletscher eingewirkt, in derselben Weise wie die vulkanogenen Gletscherläufe des Skeidarárjökulls; aber es ist natürlich denkbar, dass derartige Gletscherläufe auch das Vorwärtsgleiten eines Gletschers verursachen können.

Seismogene Schwankungen.

Bereits bei der Behandlung des Brúarjökulls wurde erwähnt, dass man manchmal mit seismogenen Gletscherschwankungen zu rechnen hat. Das klassische Beispiel für solche ist das Vorrücken der Gletscher in der Umgebung der Yakutatbai nach dem heftigen Erdbeben in diesem Gebiet vom 3.—21. September 1899. Die Ursache für das Vorrücken der Gletschers war die Störung ihrer Budgetbilanz, die dadurch verursacht wurde, dass gewaltige Schnee- und Firnmassen von den umgebenden Bergmassiven auf die Gletscher hinabstürzten. Dieser plötzliche Materialzuschuss führte zu einer gesteigerten Bewegungsgeschwindigkeit, die sich allmählich bis zu den Gletscherfronten fortpflanzte. Das Vorrücken erfolgte auch bei den verschiedenen Gletschern zu verschiedenen Zeitpunkten, nämlich zuerst bei den kleineren, später bei den grösseren (der Hænkelgletscher rückte 1905—06 1½ km vor; der Hiddinggletscher 1906—1909 3¼ km usw.). (Siehe TARR 1910—11.) Die Voraussetzung für derartige seismische Störungen ist offenbar, dass die Gletscher ganz oder teilweise in hochalpinen Gebieten liegen, wo Lavinen vorkommen können. So verhält es sich bei der Yakutatbai und auch bei den anderen Gebieten, wo man das Vorrücken der Gletscher

aus seismogenen Ursachen zu erklären versucht hat, z. B. am oberen Indus (VISSER, 1928) und in Turkestan (VON KLEBELSBERG 1926). Nur kleine Teile des Vatnajökullgebietes sind alpin, aber innerhalb dieser Teile, vor allem im Kverkfjöllgebiet und im westlichen Teil des Örfajökulls, hat man immer mit der Möglichkeit eines derartigen Vorrückens zu rechnen, obwohl man bis jetzt noch nicht festgestellt hat, dass ein solches wirklich erfolgt ist.

Klimatogene Schwankungen.

Im Folgenden sollen noch kurz die Gletscherschwankungen besprochen werden, die durch die Klimaschwankungen verursacht werden. So lange wir nicht die Klimaschwankungen und deren Gesetze besser kennen als es jetzt der Fall ist, ist es nicht möglich, zwischen normalen und anomalen klimatogenen Gletscherschwankungen zu unterscheiden, besonders dann nicht, wenn es sich um ein so energiereiches Gletschergebiet wie das Vatnajökullgebiet handelt, denn gerade in einem derartigen Gebiet mit einem sehr grossen Materialumsatz und einer grossen Bewegungsgeschwindigkeit der Gletscherzungen brauchen z. B. nur zwei aufeinander folgende kalte Sommer zu kommen, um ein grosses Vorrücken der Gletscherzungen herbeizuführen.

Dies hat zur Folge, dass es oft sehr schwer sein kann zu entscheiden, ob wir es mit einer klimatogenen Oszillation zu tun haben oder mit einer Schwankung eines der oben angeführten Typen. Es ist z. B. sehr schwer festzustellen, ob das oft sehr rasche Vorrücken des Breidamerkurjökulls klimatogen ist oder nicht. Manche von diesen Vorstössen, z. B. ums Jahr 1820, stehen vielem nach zu urteilen, im Zusammenhang mit der Entleerung von aufgestauten Seen (am Breidamerkurfjall). Man darf aber auch nicht vergessen, dass die Winter 1816—18 ausserordentlich schneereich waren (THORODDSEN 1916—17), und dies kann zum Vorrücken im Jahr 1820 beigetragen haben. Ebenso muss man bedenken, dass die Gletscher wegen ihrer Grösse und Morphologie sehr verschieden auf Klimaänderungen reagieren (AHLMANN, 1938) und überhaupt scheint die Regel zu gelten, dass die Vorstösse, auch die klimatogenen, spasmodisch erfolgen. Wenn die Budgetbilanz von der positiven zur negativen Lage übergeht, reagieren die Gletscher nicht unmittelbar, sondern erst wenn der Überschuss einen gewissen Betrag erreicht hat. Dann findet ein rascher Ausgleich statt, und bei gewissen Gletschern mit im Verhältnis zum Akkumulationsgebiet schmalen Gletscherzungen, können geringe Klimaänderungen zu grossen Änderungen in der Bewegungsgeschwindigkeit führen; ein klassisches

Beispiel dafür ist der Vernagtferner (z. B. 1889—91 maximale Geschwindigkeit 17 m im Jahr, 1898—99 280 m im Jahr) (HESS 1902).

Dies zeigt, wie vorsichtig man sein muss, auch wenn es sich um rein klimatogene Gletscherschwankungen handelt, zwischen diesen und Klimaschwankungen an und für sich eine Parallele zu ziehen. Man kann einerseits scheinbar anomale Schwankungen, die nicht klimatogen sind, nicht ohne weiteres verleugnen. Andererseits darf man sich nicht täuschen lassen durch die Ähnlichkeit der anomalen Gletscherschwankungen mit den klimatogenen, z. B. hinsichtlich eines gewissen periodischen Rhythmus. Einer der charakteristischen Züge der klimatogenen Schwankungen ist ja eine gewisse Periodizität, wenn auch diese oft verdeckt und entstellt ist. Aber auch die anomalen Schwankungen können eine Periodizität aufweisen, ja sogar viel regelmässiger als die klimatogenen. So treten z. B. die Gletscherläufe des Skeidarárjökulls ziemlich regelmässig jedes 10. oder 11. Jahr ein und daraus ergeben sich also Änderungen in seiner Budgetbilanz, die sicher von demjenigen, der zwar diese selber, aber nicht ihre Ursachen kennt, leicht als auf 11-jährigen Klimaperioden beruhend erklärt werden können. Auch die glazilimnogenen Schwankungen können besonders schön periodisch ausgeprägt sein, aber im grossen und ganzen sind doch ihre Änderungen sekundär im Verhältnis zu den klimatogenen Schwankungen. Je mächtiger die Gletscher werden, desto grössere Seen können sie aufstauen und desto grössere Entleerungskatastrophen können entstehen; werden die Gletscherzungen kürzer, so können gewisse Seen ganz verschwinden usw. Ein ausgezeichnetes Beispiel für diese Abhängigkeit der beiden Typen von Schwankungen zueinander bietet der Heinabergsjökull, aber da dieses Gebiet noch nicht endgültig untersucht ist, soll es hier nicht näher behandelt werden.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

In einem Schema habe ich versucht, in aller Kürze die wichtigsten Typen von Gletscherschwankungen, die vorkommen oder mit deren ev. Vorkommen im Vatnajökull gerechnet werden kann, darzustellen, sowie ihre Ursachen und Relationen zueinander. Ich bin mir dessen bewusst, dass ein derartiges Schema eine ziemlich grobe Generalisierung der tatsächlichen Verhältnisse bedeutet, aber es hebt gewisse wesentliche Züge, Ähnlichkeiten und Unähnlichkeiten bei den behandelten Gletscherschwankungen hervor. Das Schema gilt besonders für den Vatnajökull, dürfte aber auch eine gewisse Allgemeingültigkeit besitzen, denn abgesehen von den Veränderungen der Gletscherfront, die durch Kalbungserscheinungen verursacht werden, dürften die mei-

sten Gletscherschwankungen, mit denen man in den Gletschergebieten der Erde zu rechnen hat, sich auf einen von den in diesem Schema enthaltenen Typen zurückführen lassen.

Gletscherschwankungen.

Ursache der Schwankungen	Supraglaziale Störungen der Budgetbilanz	Subglaziale Störungen der Budgetbilanz
<i>Exogene</i> Vorgänge	<i>Klimatogene</i> Schwankungen	<i>Glazilimnogene</i> (Eisseeentleerungs) Schw.
<i>Endogene</i> Vorgänge	<i>Seismogene</i> Schwankungen	<i>Vulkanogene</i> Schwankungen

Zu der Korrektur dieses Aufsatzes muss Folgendes hinzugefügt werden.

Den 23.—29. Mai 1938 fand ein Gletscherlauf im Skeidarárjökull statt. Dieser übertraf hinsichtlich seiner maximalen Wassermenge den Gletscherlauf 1934 und wurde durch subglaziale vulkanische Tätigkeit verursacht.

Laut Angabe aus dem nordöstlichen Island ist der Brúarjökull 1938 zwischen Jökulsá á Brú und Jökulsá í Fljótssdal stark vorgestossen. Die Eisfront, die bei meinem Besuch 1934 niedrig und dünn auslaufend war, ist nun steil und zerstückelt. Dieser Vorstoss, der dem des Eyjabakkajökull 1931 zu ähneln scheint, ist aber wahrscheinlich klimatogen und mit der ungewöhnlich grossen Schneeanhäufung auf dem nordöstlichen Teil des Vatnajökulls während des Winters 1935—36 in Verbindung zu setzen. Es zeigt dies, wie schwierig es ist, endogene und exogene Vorstösse zu unterscheiden.

Hornafjörður, den 15. Juli 1938.

S. Thorarinsson.

Literaturverzeichnis.

- AHLMANN, H. WISON, Über das Entstehen von Toteis. G. F. F. Bd 60. Stockholm 1938.
 AHLMANN u. THORARINSSON, S., Vatnajökull. Scientific Results of the Swedish-Icelandic Investigations 1936—1937, Geografiska Annaler 1937, h. 3—4.
 ÁSKELSSON, J., On the last Eruption in Vatnajökull. Societas scientiarum Islandica. XVIII. Reykjavík 1936.
 BÁRDARSON, G. G., Islands Gletscher. Soc. Scient. Isl. XVI, Reykjavík 1936.
 BRUN, D., Ved Vatnajökulls Nordrand. Geografisk Tidsskrift XVI. København 1902.
 V. KLEBELSBERG, R., Der Turkestanische Gletschertypus. Zeitschr. f. Gletscherkunde. XIV. 1926.

- HESS, H., Zur Mechanik der Gletschervorstösse. *Peterm. Mitt.* Heft V. 1902.
- HOEL, A., et HOLTEDAHN, O., Les nappes de lave, les volcans et les sources thermales dans les environs de la Baie Wood au Spitzberg. *Vid. selsk. Skrifter I. M.—N.* Kl. No. 8. Christiania 1911.
- HOEL, A., Nouvelles observations sur le district volcanique du Spitzberg du nord. *Vid.-selsk. Skrifter I. M.—N.* Kl. No. 9, Christiania 1914.
- NIELSEN, N., Vatnajökull. Kampen mellem Ild og Is. København 1937.
- TARR, R. S., The Theory of Advance of Glaciers in Response to Earthquake Shaking. *Zeitschr. f. Gletscherk.* Bd. V. 1910—11.
- THORODDSEN, TH., Árferdi á Íslandi í thúsund ár. Gefin út af hinu Íslenzka fræðafélagi í Kaupmannahöfn. København 1916—17.
- , Die Geschichte der isländischen Vulkane. *D. kgl. danske Vidensk. Selsk. Skrifter.* Naturvidensk. og Mathem. Afd. 8. R. IX. København 1925.
- , Island. Grundriss der Geographie und Geologie. *Peterm. Mitteil.* Ergänzungsheft 152—153. Gotha 1905—06.
- VISSER, PH. C., Von den Gletschern am obersten Indus. *Zeitschr. f. Gletscherk.* Bd. XVI. 1928.
- WADELL, H., Vatnajökull. Some studies and observations from the greatest Glacial Area in Iceland. *Geografiska Annaler*, Bd. II. Stockholm 1920.
- WOLDSTEDT, P., Untersuchungen an isländischen Gletschern. *Forschungen und Fortschritte.* 13. Jahrgang Nr. 3, 1937.

On the Sequence of Strata in the Rhaetic-Liassic Beds of NW Scania.

By

GUSTAF T. TROEDSSON.

(MS. received June 1st, 1938.)

The basis of the stratigraphy of the Lower Mesozoic beds of Scania was for a long time founded upon the careful studies made by A. G. NATHORST, B. LUNGGREN, and E. ERDMANN, in the last century. Their results are recorded in guide-book No. 38 of the International Geological Congress in Stockholm 1910, which also contains the older literature. The following table of the principal fossil-bearing zones of the Rhaetic-Liassic beds of NW Scania is mainly referred from HAD-
DING (1929):

Liassic	{	14. The <i>Ammonites</i> bed
		13. The <i>Avicula</i> bed
		12. The <i>Ostrea</i> bed
		11. The strata with <i>Cyclas nathorsti</i>
		10. The <i>Cardinia</i> bed
		9. The <i>Mytilus</i> bed
		8. The zone with <i>Nilssonia polymorpha</i>
		7. The zone with <i>Dictyophyllum acutilobum</i>
		6. The <i>Pullastra</i> bed
Rhaetic	{	5. The zone with <i>Thaumatopteris schenki</i>
		4. The zone with <i>Equisetites gracilis</i>
		3. The zone with <i>Lepidopteris ottonis</i>
		2. The zone with <i>Camptopteris spiralis</i>
		1. The zone with <i>Dictyophyllum exile</i> .
Keuper.		

For the lowermost part, the »Keuper», nothing has been known as to the stratigraphy, since it is quite barren of fossils.

In the year 1913 the zone of *Dictyophyllum acutilobum* or »the Helsingborg flora» was met with in a position which indicated a lower horizon than the *Pullastra* bed (TROEDSSON 1913 and 1930). Without being aware of this statement, N. JOHANSSON in 1922, on purely floristic causes, suggested that the zones Nos. 5 and 7 of NATHORST were identical. At the same time he considered that it was hardly possible to keep the zone of *Dictyophyllum exile* separate from that of *Camptopteris spiralis*. In some localities even the index fossil of the zone of *Lepi-*

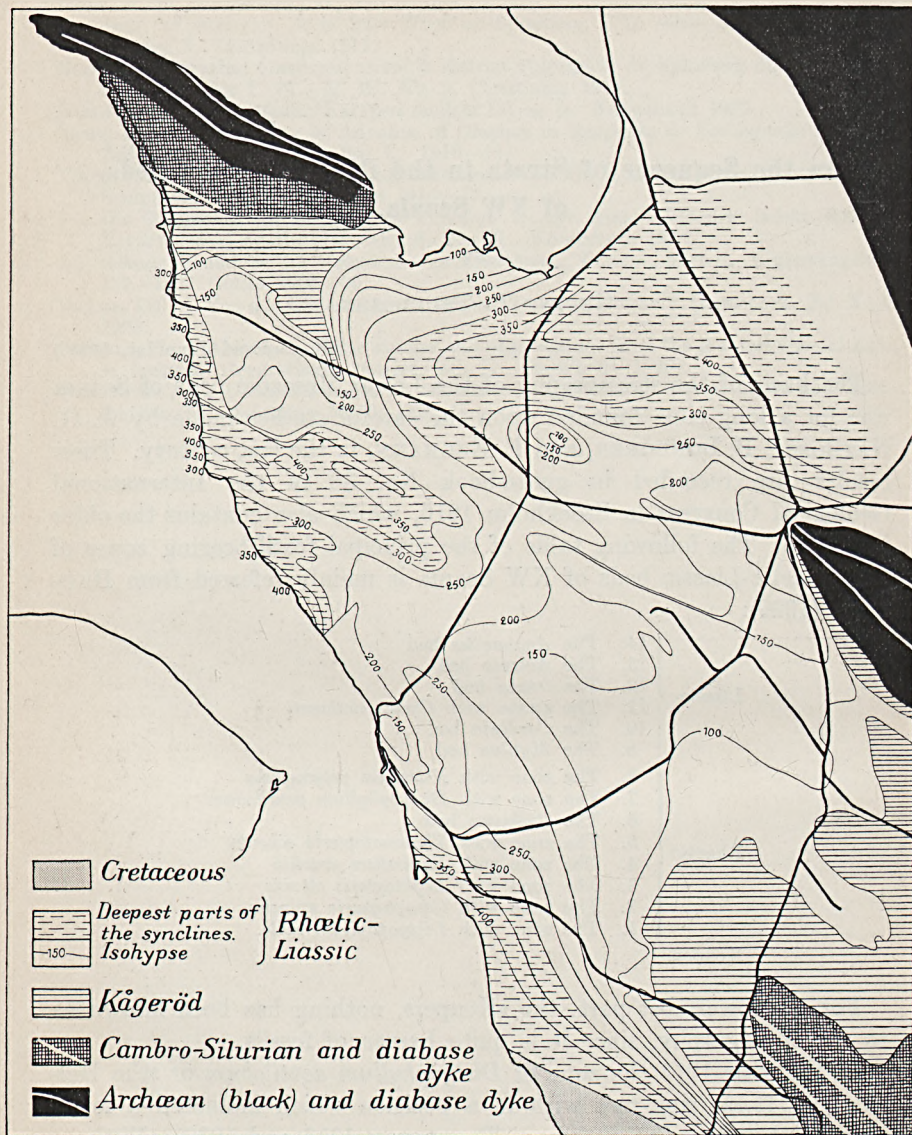


Fig. 1. The Coal basin of NW Scania. The isohypses show the position of the Lower coal bed of the Rhaetic in relation to a level 100 m above the sea. Scale 1 : 300 000.

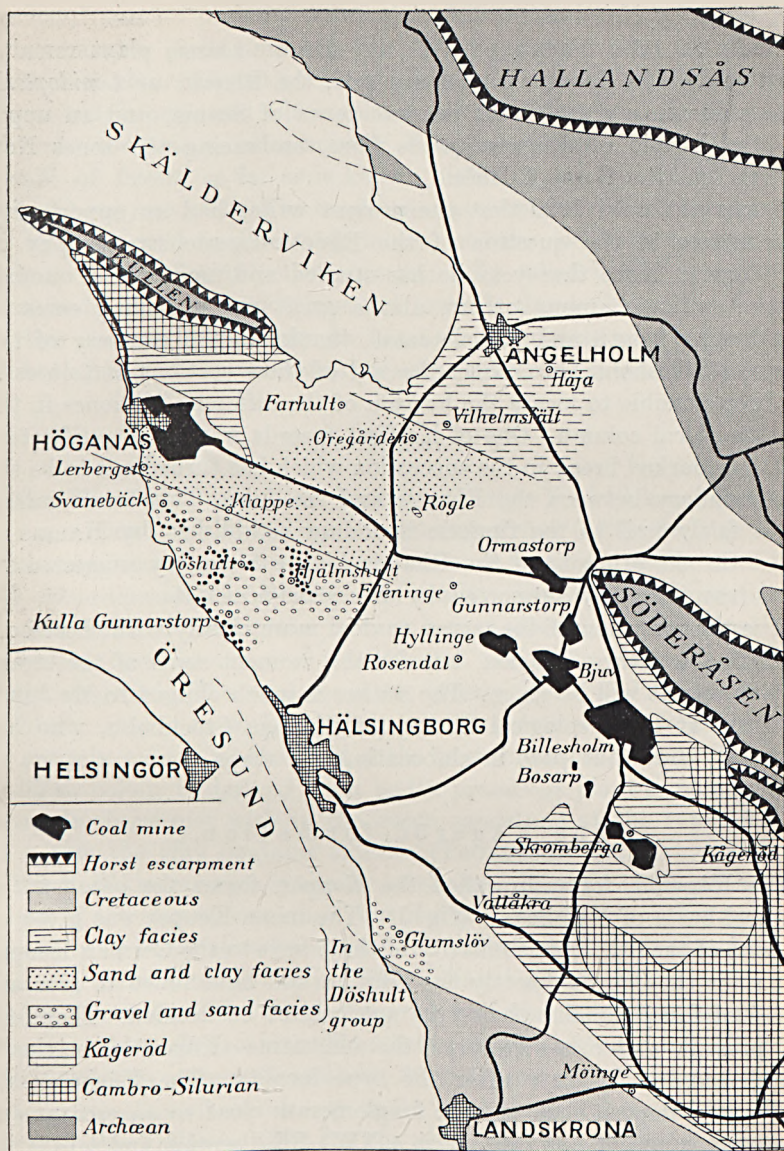


Fig. 2. Map of NW Scania, showing the position of the coal mines and the petrographic character of the Döshult group. The black spots in the field of gravel facies are outcrops. Scale 1 : 400 000.

dopteris ottonis seems to cover all the three lowermost zones (Nos. 1—3) established by NATHORST.

Finally in 1931 HARRIS divided the Rhaetic-Liassic plant remains into two distinct floras, viz. a lower one, the Rhaetic or *Lepidopteris* flora, embracing the three lowermost zones of Scania, and an upper one, the Liassic or *Thaumatopteris* flora, embracing the zones Nos. 5, 7, 8, and the flora of Höör.

It was not until 1929 that the present writer had an opportunity of returning to the question of the Rhaetic-Liassic stratigraphy of NW Scania. Since that year he has studied and measured a number of new sections, among others, also a great many drilling cores of considerable length and completeness, thanks to the courtesy of the Höganäs-Billesholm Co. With the aid of these sections and cores it has been possible to locate the horizon of the different life-zones in the stratigraphical column. One of his first records was the identification of a well-marked break in the succession which has turned out to be the real boundary between the Rhaetic and the Lias. This break corresponds fairly well to the floristic boundary established by HARRIS in 1931. On the other hand the Rhaetic-Liassic boundary suggested by NATHORST is hardly supported by any geological data.

It is the intention of the writer to deal more closely with these conditions on a future occasion, but for the moment some of the stratigraphic results will be given. The author is much obliged to Mr JOSEF EKLUND, at the Geological Survey of Sweden, Stockholm, who has taken an important part in elaborating the maps.

The Kågeröd formation.

The Kågeröd, formerly called the Keuper, forms the basement of the coal-basin of NW Scania (fig. 1). The name Keuper was given on account of the lithologic similarity of these beds to the German Keuper. But since they cover directly the Silurian and have failed to give any traces of fossil remains their true age cannot be decided. Therefore, the present writer has restored the old name »Kågeröd», originally established by ANGELIN after the type locality. The Kågeröd is a continental deposit formed as a fanglomerate close to an escarpment, now seen as a fault-line running in a NW—SE direction and separating the Archaean from the sedimentary rock ground of the south-western half of Scania. It rests on the Silurian (figs. 1—2), but it consists mainly of Archaean and Lower Cambrian rock debris, while remnants of the soft Ordovician and Silurian shales are only rarely met with in the Kågeröd, though they probably form a considerable part of the matrix.

More common are weathered pieces of the Post-Silurian diabases. In the basal part — probably more than 300 m thick — sandstones and conglomerates predominate, while the uppermost beds are more or less rich in clay. Altogether the thickness is estimated at about 500 m. Green, red, brown, and white colours are most common. In places the Kågeröd contains small amounts of salt and gases. But it is quite devoid of fossils, as far as is known hitherto, not even plant remains having been met with. The sandstones are sometimes hard and cemented by lime, and in places big lenses, nodules, or small fragments of chert — in the Swedish literature generally called *jaspis* — appear in these beds. The Kågeröd thins out towards the Archaean to the east. At this eastern border only its basal conglomeratic part is preserved, while the most complete development is preserved in the coast region.

The Rhaetic.

The Rhaetic-Liassic beds begin with the *Vallåkra* formation, a name established by the present writer (1935) for a series of sandstones and clays which have sometimes been referred to the Kågeröd, sometimes to the Rhaetic. In reality they are a redeposition of the Kågeröd and other rocks, more or less weathered, and are considered to be the basal member of the Rhaetic. Like the Kågeröd they are badly stratified. The sandstones are mostly green, and the clays dark or black, as a rule with a slightly reddish colour which, however, may be entirely hidden by the dark in the westernmost localities. The dark or black colour is derived from badly preserved plant remains, which have also been met with in the green sandstone at the type locality. As a rule the clay contains siderite (TROEDSSON 1913).

The *Vallåkra* member is similar to the true Rhaetic as far as the dark colour of the clay is concerned, but it differs strongly in other respects, especially in being almost devoid of stratification. It has also failed to give any determinable fossils. The *Vallåkra* is rather thin to the east, where it overlaps the basal Kågeröd and the Archaean, or is even missing. Near the coast region, between Helsingborg and Höganäs, the *Vallåkra* is estimated at about 30 or 50 metres in thickness.

In many places it is not easy to fix the boundary between the Kågeröd and the *Vallåkra*. But for the most part the Kågeröd has a top layer of red clay, only a few metres in thickness, immediately below the *Vallåkra*. When this red clay is missing and sandstones of Kågeröd age are followed by those belonging to the *Vallåkra* — this is often the case in the eastern part of the region — the boundary can hardly be determined exactly, as, for instance, in the drilling at Farhult.

Sometimes also the Vallåkra is missing altogether in the sections, for instance near Skromberga in the south-eastern part of the Coal basin.

The true Rhaetic, or the Mine formation, consists of two coal beds and well stratified sandstone and clay with plant remains. The thickness is similar to that of the Vallåkra and grows in a most interesting way, undulatingly, towards west. The plant fossils belong to the *Lepidopteris* flora (HARRIS). Occasionally marine invertebrate shells have been met with, for instance at Bjuv and Skromberga. The upper coal bed forms the top of this unit, and the boundary towards the Lias above it is the most striking one in the whole sequence dealt with in this paper. It is markedly persistent and easily recognized, not only because of the difference in rock: the coal bed is often eroded, and the rock above it — the Basal Liassic beds — differs petrographically from other strata in the column.

The Lias.

The Helsingborg group. The uppermost coal bed of the Rhaetic is covered by a series of cross-bedded, mostly coarse sandstones, and light, sometimes whitish clays. These beds are rich in kaolin and contain nodules of clay-ironstone, and are here referred to as the Basal Lias. This member is devoid of organic remains, except remnants of plants in different horizons. Thus it contains a well-preserved flora, the zone of *Equisetites gracilis*, at its very base, or just in contact with the upper coal bed of the Rhaetic. This flora, certainly consisting of the last representatives of the plant association forming the coal bed, may perhaps be more correctly classified as Rhaetic. Near its top the Basal Lias contains the zone of *Thaumatopteris schenki* at Stabbarp (SE of the mapped area) and the zone of *Dictyophyllum acutilobum* (= the »Helsingborg flora») at Vallåkra. Judging from the rock, this flora was met with by ANGELIN in the same horizon at Helsingborg. The average thickness of the Liassic base is 10 or 20 m. The coarsest sediments appear at Oregården—Ormastorp—Gunnarstorp—Billesholm, or along the SW slope of Söderåsen. From there they become more rich in clay and plastic in a SW direction. Towards SE they thin out, being only about 3.5 m at Stabbarp. Near the coast, at Höganäs, Svanebäck and Vallåkra, the Basal beds are about 20 m in thickness.

The remaining part of the Helsingborg group is similar to the Rhaetic, but its coal layers are much thinner, though more numerous. The thickness of the whole group is rather great, being not less than about 180 m in the western part of the region. At 40—75 m above the Rhaetic-

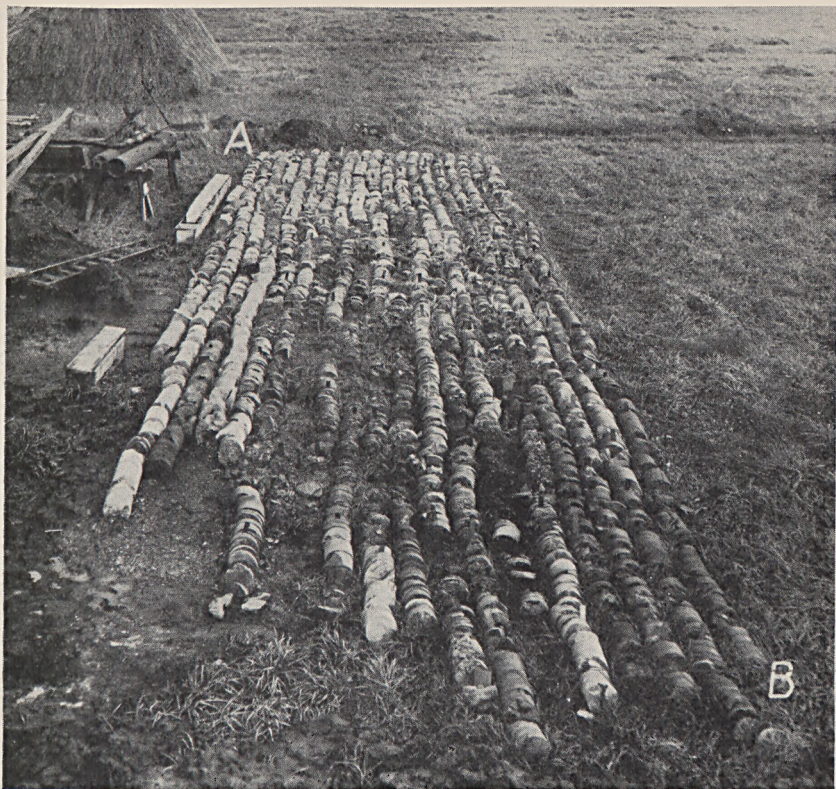


Fig. 3. The core from the Svaneback drilling. 267.65 m, diameter 0.24 m; A, the top; B, the bottom. To the left is the coarse Döshult sandstone. The remaining part is rich in clay and belongs to the Helsingborg group, except the bottom layers which range down into the Rhaetic.

Liassic boundary come the zones Nos. 8—11, all four being well seen at their type locality at the shore north of Helsingborg, No. 9 also in the core of the drilling at Svanebäck at 45 m above the boundary, zone No. 10 — the Grind sandstone with *Cardinia follini* — at 65 m above the Rhaetic in the core of the drilling at Klappe, and at 50 m at Rosendal.

Another »Grind sandstone» used to be quarried E and N of Klappe, viz. at Teppeshusen and Brandstorp and is still being worked at Ingelstråde, but this contains another fauna and is situated about 105 m above the Rhaetic-Liassic boundary, or about 20 m below the *Pullastra* beds, which — in the old classification — were wrongly put into the Rhaetic (cf. above).

Upwards the Helsingborg group passes gradually into argillaceous beds with thin coal layers.

In a previous paper the writer (1934) has recognized within the Helsingborg group the following provisional units (from above):

The Ramlösa beds (= the *Pullastra* beds or zone No. 6),

The Pältsjö beds (= NATHORST's zones 8—11), and

The Helsingborg beds proper, including the zones Nos. 5 and 7, and the Basal Lias.

The Döshult group is the uppermost part of the Lias of NW Scania, as far as is known hitherto (cf. below). The distribution of this stage in the field coincides greatly with the areas included within the contour line 300 in fig. 1.

The type rock is a coarse, cross-bedded, mostly loose sandstone. In some beds it is crowded with small flat pebbles, 10 or 20 mm in diameter, which consist of quartz, quartzite, or feldspar; the latter are weathered and less common. As a rule, the sandstone is poor in matrix, though containing a varying amount of iron, sometimes even being a hard iron sandstone. The coarse sandstone is easily accessible at the type locality and is distributed in the region between Svanebäck, Hjälmsult, and Kulla Gunnarstorp. In the drilling at Svanebäck only the lower part of this group is preserved and is about 60 m thick (fig. 3); at Hjälmsult the group is about 110 m. In the deepest parts of the Döshult syncline and at the coast near Kulla Gunnarstorp the thickness amounts to more than 100 m. In these places the top beds contain marine fossils. At K. Gunnarstorp the *Ostrea* and the *Avicula* beds appear in iron sandstones at a level of about 100 m above the base of the group. And in the Döshult syncline the *Ammonites* bed has been met with in calcareous shale or clay with limestone lenses at several localities, for instance at Dompäng, near Hjälmsult, at 50 or 60 m above the base. Clay beds also appear in connection with the iron sandstones at Kulla Gunnarstorp, but they become more common towards the NE. Contemporaneously the gravel disappears and the sandstones become finer (Klappe and Lerberget), the clay beds are present also in the lower part of the series (at Oregården), the amount of lime grows, and, finally, at Vilhelmsfält, the clay predominates entirely (figs. 2—5). In the drilling at Oregården the base of the Döshult group was struck at a depth of about 145 m; at 65 m above this level are loose sandstones, similar to those at Döshult but much finer. The fossil bearing marine beds are enclosed between 75 and 105 m (above the base) and contain a lower bed of sandstone or arenaceous marl, crowded with *Avicula inaequalis*, and an upper bed of dark clay with *Arietites sauzeanus* D'ORB. Thus when comparing the strata

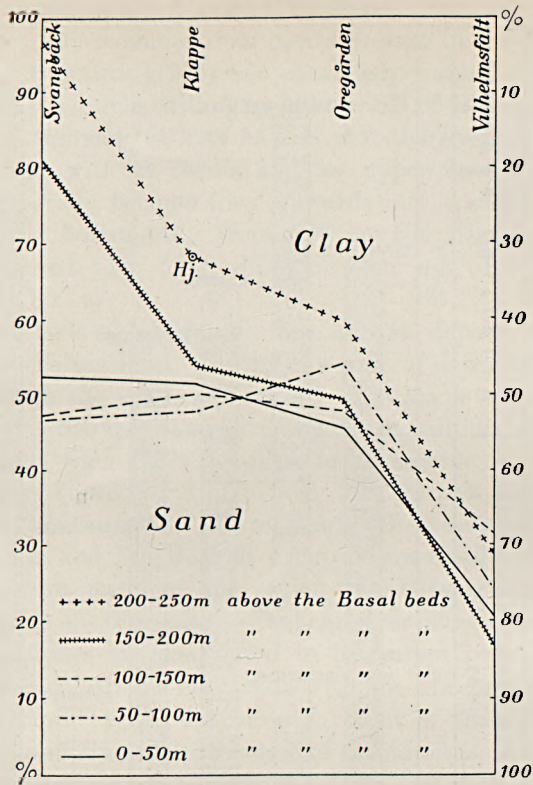


Fig. 4. Percentage of sand and clay in different parts of the Lias α , except the Basal beds. The transversely striated lines belong mainly to the Döshult group.

we find that this *Avicula* bed is a lower one than that at Kulla Gunnarstorp, i. e., the marine invasion with *Avicula inaequalis* lasted rather long, probably being a feature of the whole Döshult time, though restricted to an arenaceous or near-shore facies. On the other hand the *Arietites* fauna, being met with in the clays and the limestone beds, belonged to an off-shore facies. Accordingly the zones Nos. 12—14 come close together and form the topmost horizon of the Lias of the Helsingborg region. This conclusion is supported by the foraminifers, studied by Dr. F. BROTZEN who has found that the *Avicula* bed at Oregården, as well as that with *Arietites* belong to the »Arieten-Lias» or α_3 .

At Vilhelmsfält — situated in the Engelholm region — the Helsingborg and Döshult groups consist almost entirely of clays. However, as the samples of this drilling have not yet been studied in detail, the

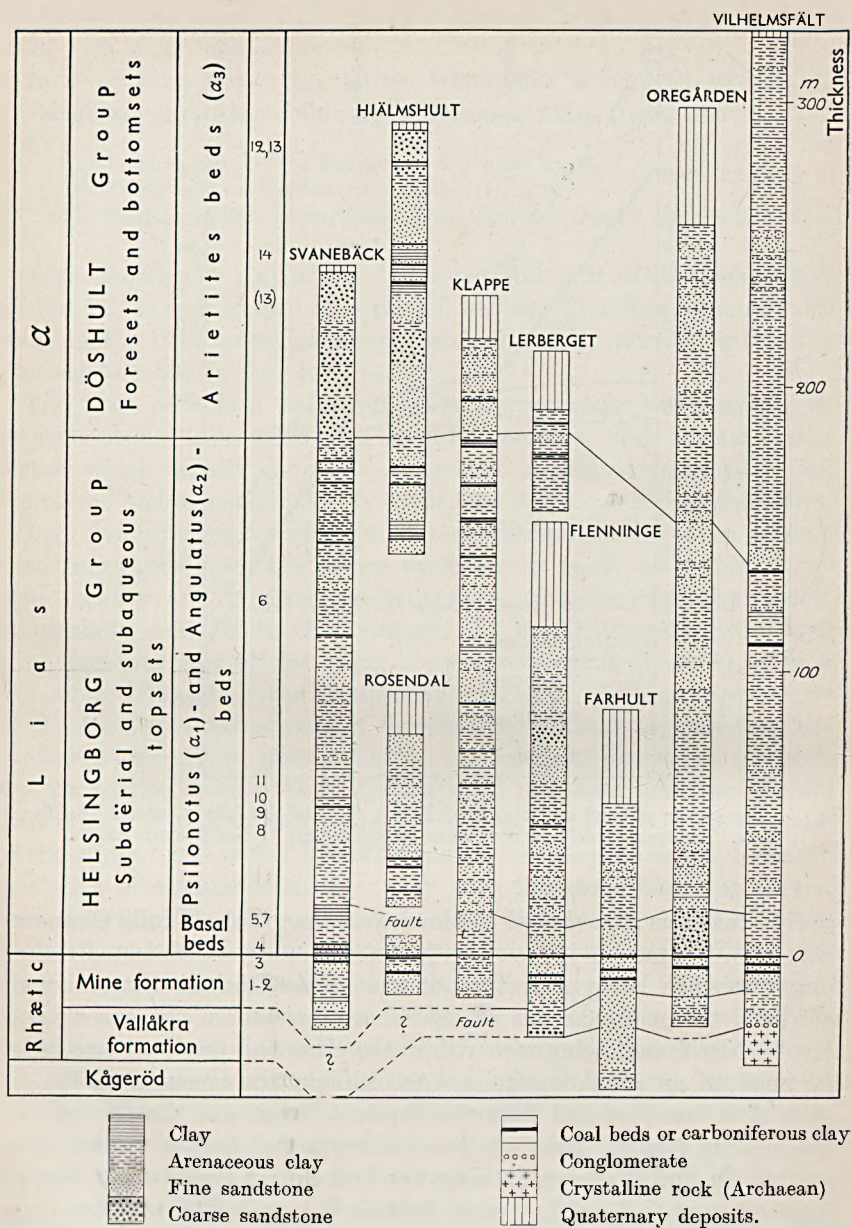


Fig. 5. The stratigraphic sequence in the Rhaetic-Liassic beds of NW Scania, mainly based upon drillings. The figures to the left of the Svanebäck column show the position of the paleontological zones of the old schedule. The thickness of the Quaternary deposits at Vilhelmsfält is 65 m.

correlation shown in fig. 5 is only tentative. For instance, it is most probable that beds younger than α_3 are present in the uppermost part of the core. BROTZEN (1936) has previously recognized a foraminifer fauna of Lias γ age in a drilling at Möinge SE of Helsingborg.

By way of summary it may be said that the Döshult group consists of a lower bed without fossils and an upper fossiliferous one. The sediments generally become finer upwards in the series and change in the same way horizontally from SW to NE (figs 2, 4, 5). This was apparently the direction of the transport of the debris.

The Liassic beds of NW Scania form a delta, deposited partly above, partly below the sea level. During the time of deposition — certainly ranging through the whole of Lias α — the sea level was rising. For a long time this rise was neutralized by the deposition of the sediments, but in Döshult time the sea began to transgrede, the whole region being submerged at the end of Lias α . The transgression began in the eastern part (Vilhelmsfält) where nearly all strata above the Basal beds are pelitic and the Döshult group is practically entirely marine. In more western parts of the region the Helsingborg group forms the topset beds of the delta — subaërial or subaqueous; the coarse Döshult sandstones are considered to be foreset beds in a subsiding delta, and the calcareous clay beds with the *Arietites* fauna are subaqueous bottomset beds, deposited in front of the delta, which had now moved closer towards the source of the detritus. At the same time the Liassic deposition entered into the Baltic region, the earliest deposits in SE Scania, on the island of Bornholm and in Poland, being lacustrine and probably of Lias α age — while this facies appeared in NW Scania already in Rhaetic time. The earliest marine deposits of Liassic age hitherto met with in SE Scania and on Bornholm belong to the Lias γ , as far as is known hitherto.

According to a communication by BROTZEN the *Arietites* beds at Oregården range up into the base of the Lias β . Whether the remaining part of the β is represented by a retreat of the sea, or whether it has really come into deposition will probably not be settled until the core from the drilling at Vilhelmsfält has been studied. This was taken up in the year 1917 and is stored in the Geological Institute of Lund.

It is not the intention of the writer at this moment to enter upon the problem of the origin of the Liassic delta deposits described here, but according to their character and the direction of spreading they were derived from a land in SW with crystalline rocks. Several years ago MESTWERDT (1910) established an opposite direction of sedimentation of the Lias α in NW Germany (Brunswick and Westphalia).

Probably these two regions — NW Scania and NW Germany — received their sediments from opposite sides of one and the same inter-jacent area. This — or a part of it — is generally referred to as the »POMPECKI'sche Schwelle» and is known to be quite devoid of deposits of the age of the Lias *a*.

L i t e r a t u r e .

- BROTZEN, F., Einige Bemerkungen zur Stratigraphie Schonens. Geol. För. Förh. Bd 58. Stockholm 1936.
- ERDMANN, E., De skånska stenkolsfåltén och deras tillgodogörande. Sveriges geol. unders. Ser. Ca. No. 6. Stockholm 1911—1915.
- HADDING, A., The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. III. The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden. Lunds Univ. Årsskrift. N. F. Avd. 2. Bd 25. Lund 1929.
- HARRIS, T. M., Rhaetic floras. Biol. Reviews, Vol. 6. 1931.
- , The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 5: Stratigraphic relations of the plant beds. Medd. om Grönland. Bd 112. København 1937.
- HÖHNE, R., Beiträge zur Stratigraphie, Tektonik und Paläogeographie des südbaltischen Rhät-Lias, insbesondere auf Bornholm. Abhandl. Geol.-Pal. Institut Greifswald. XII. 1933.
- JOHANSSON, N., Die rätische Flora der Kohlengruben bei Stabbarp und Skromberga in Schonén. K. Sv. Vet.-Akad. Handl. Bd 63. Stockholm 1922.
- MESTWERDT, A., Über Faciesverhältnisse im Rät und untersten Lias in Nordwestdeutschland. Jahrb. d. pr. geol. L. A. 1910.
- NATHORST, A. G., Les dépôts mésozoïques précéretacés de la Scanie. Geol. För. Förh. Bd 32. Stockholm 1910.
- TROEDSSON, G. T., Om de mesozoiska bildningarna vid Vallåkra. Ibdm. Bd 35. Stockholm 1913.
- , Bidrag till Hälsingborgstraktens geologi. Redog. H. a. lärov. Hälsingborg 1930.
- , Undersökning av möjligheten att erhålla grundvatten från Hälsingborgstraktens berggrund. Stadsfullmäktiges handlingar. Hälsingborg 1934.
- , Nordvästra Skånes berggrund. Geol. För. Förhandl. Bd 56. Stockholm 1934.
- , Några geologiska resultat från de senaste årens djupborrningar i nordvästra Skåne. Ibdm. Bd 57. Stockholm 1935.

Årsvarvighet i Viskans subrecenta delta.

Av

CARL-GÖSTA WENNER.

(Manusk. inkommet ²⁹/₄ 1938.

Efterföljande studie över en hittills obeaktad form av årsvarvighet utgör ett led i en utvecklingshistorisk undersökning av Viskans post-glacial-recenta älvfåra och delta ovan och i dalsjön Veselången. Denna undersökning har utförts under åren 1934—1936 i anslutning till »Geologiska Institutets Viskaundersökning» (VON POST 1938).

Under förra hälften av 1800-talet mynnade Viskan i en grund och långsträckt insjö, »Wiskelången» eller Weselången, som i dalens längdriktning sträckte sig från Horred till Veddige, där sjön dämades upp av glacifluviala grusavlagringar. Tack vare den uppmuddring av Weselångens avlopp, som slutfördes år 1858, kom så gott som hela sjön att tappas, den gamla sjöarealen att torrläggas och den intill nämnda år fortskridande deltasedimentationen att avbrytas. Detta torrlagda subrecenta delta är särdeles lämpligt för morfologiska och stratigrafiska studier, eftersom det representerar ett visst utvecklingsstadium i en pågående geologisk process, som avbröts genom människans ingripande.

Figur 1 återger Viskans utmynnande i Weselången före dess sänkning i mitten av 1800-talet. På den plana gyttjeslätt, som utgjorde sjöns botten, bestodo de makrodistala sedimenten av en svag inblandning av mjåla i gyttjan. Ett par hundra meter från åns utlopp blev mjålan dominerande och topografiskt framträdande i form av låga mjålbankar, vilkas läge i rader efter varandra helt bestämdes av strömstreckets fördelning. Dessa bankar voro sannolikt ganska labila men representerade i alla fall första stadiet i deltakroppens uppbyggnad. Närmast åmynningen började på var sida om utloppet en decimetermäktig växellagring av finare och grövre sand, som fortsatte upp över den cirka två meter höga avlagringsbranten. En sedimentpacke av denna typ utgjorde huvudmassan av de rygglika loberna på var sin sida om vattendraget. I och med denna sedimentation, som utgör huvudakten i deltats bildning, var också den primära åbädden skapad. Ytterligare påbyggnad kunde äga rum endast under högvattensperioder, då ån igen-slammade ojämnheter såsom utrangerade sidorännor samt deltaloberna

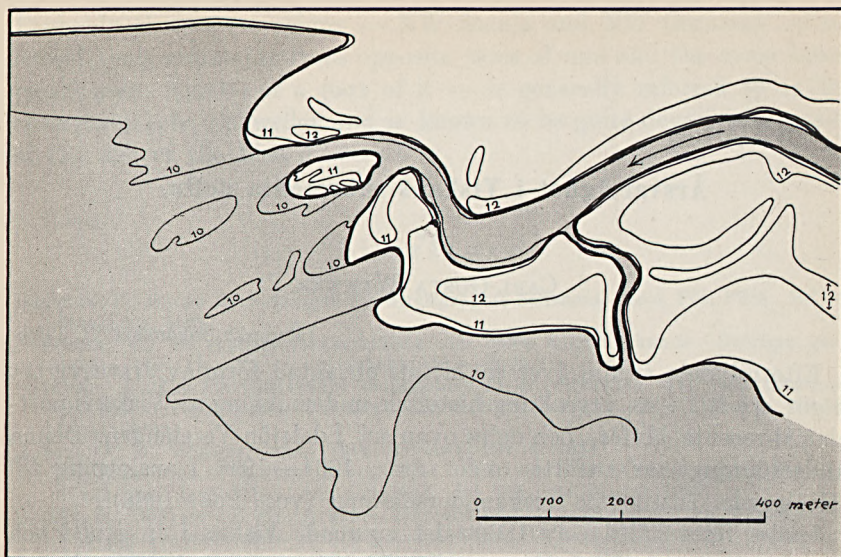


Fig. 1. Viskans delta i mitten av 1800-talet.

kläddes med en mantel av sand och svallades jämna av vågorna. Detta arbete var tredje och sista akten i uppkomsten av deltakroppen, som således allt efter utbyggandet i sjön kom att bestå av en jämn rygg på var sida om vattendraget, stupande brant mot ån på proximalsidan, långsträckt och svagt sluttande på distalsidan.

Dylika deltaryggar kallas stundom älvvallar, vilket emellertid är mindre lämpligt, eftersom denna term av STEN DE GEER använts för att beteckna speciella vallar på serpentinnäs. Samme författare har från den amerikanska litteraturen om Mississippi lånat termen levéeer, som närmast betyder en av människohand uppkastad jordvall. NELSON betecknar därför med levéeer endast de långsträckta deltakroppar, som påbyggts av människan för att hindra översvämningar och kastningar av vattendraget. Jag skulle därför vilja föreslå deltasträngar som en adekvat beteckning, särskilt som de kilometerlånga strängarna stundom knycklas ihop till veritabla deltaknutar till följd av förnyade och tillfälliga ändringar i utloppsarmarnas lägen.

Efter att ha skisserat huvuddragen i deltasträngarnas uppkomst ha vi större förutsättningar att förstå figur 2, som visar en skärning genom en deltasträng i vattendragets riktning. Ån rinner och har runnit från höger till vänster. Lagerserien har kalkerats på sju pappersremсор enligt samma metodik som vanlig lervarvsmätning. Dessa mina mätningar ha sedan fått bilda stommen till en ytterst detaljerad av-

ritning av varje skikts förlopp. Härvid har jag haft värdefull hjälp av fil. mag. LENNART HENNING.

Åns nutida vattenyta döljer deltasedimentationens äldsta och mest distala delar, mjälbankarnas stadium, men visar synnerligen tydligt avlagringsbrantens utjämnat S-formiga lager. Däröver kommer tredje akten i deltasträngens uppkomst, pålagrandet av sand. Tvärsektionen av en igenslammad sidofåra framträder tydligt.

På avlagringsbranten längst till vänster å figuren vilar en mindre vanlig svämved, nämligen resterna av en båt, som numera är över-

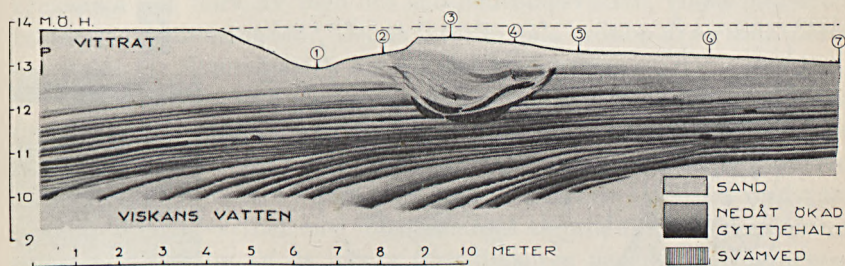


Fig. 2. Skärning genom deltasträng vid Byslätt.

flyttad till Göteborgs museum, där den är utställd. Det har varit en flatbottnad, kanotliknande farkost av mycket tunt material och spantad med trädgrenar. Samma spantningstyp förekommer än i dag i Viskadalen. Den pollenanalytiska provserien har ännu icke bearbetats, men med ledning av andra undersökningar av den fluviatila cykeln i Viskan skulle jag gissa på järnålder.

Skärningen genom deltasträngen å figur 2 frapperar särskilt med sin synnerligen regelbundna lagerväxling. Och mig slog samma tanke som GERARD DE GEER, när han för en hel mansålder sedan konfronterades med den varviga leran, där naturen visade en så jämn periodicitet, att det inte gärna kunde vara fråga om annat än registrering av året i varje skikt. I själva verket visar också Viskans deltaskikt en typ, som närmast kan karakteriseras som en inverterad glacigen skiktning. Skiktgränsen markeras ofta av rena lerlinsor, och i varje skikt ökar i stort sett det minerogena materialets grovlek uppåt, under det att den organogena inblandningen av gyttjesubstans uppåt blir allt svagare. Nederst i varje skikt, med skarp kontakt mot underliggande sand, är mjälan mörk på grund av mycket stor gyttjehalt.

Denna skiktväxling är så pass regelbunden, att det knappast kan vara fråga om sedimentationslinser till följd av kastningar av strömstrecket i utloppet. Den bild av deltasedimentationen, som ovan givits, visar en föga ändrad sedimentationsmiljö i själva åmynningen, där ut-

loppet varit instängt i en viss fåra av deltaloberna. Vidare kan man ju följa varje skikt från dess utspringande ned över avlagringsbranten. Farkostens inbäddning är också på anmärkningsvärt sätt bunden till ett enda skikt, och det utan att ha åstadkommit någon oordning i avlagringsbrantens kurvsystem. Jag har därför svårt att finna någon annan förklaring till en så regelbunden lagerväxling än årsvarvighet.

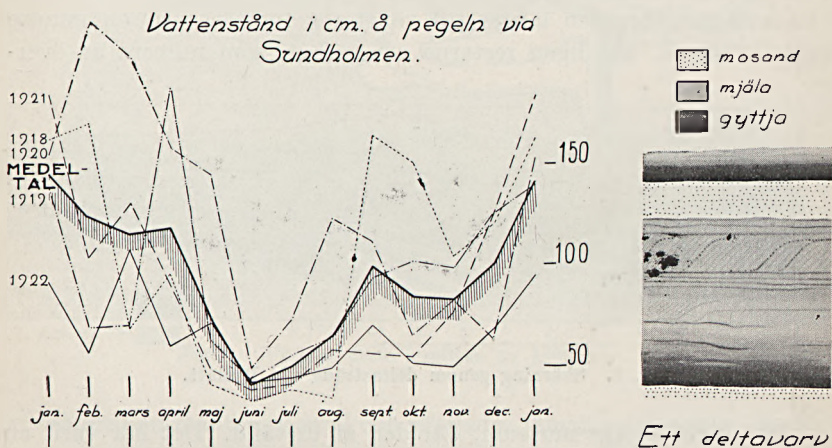


Fig. 3. Månatliga vattenstånd i Viskan under året jämförda med ett deltavaru i $\frac{1}{5}$ av naturlig storlek.

Detta förutsätter, att de strömhastigheter, som de olika kornstorlekarna representera i varje skikt, korrespondera med årsvariationerna i Viskans vattenstånd.

För att leda ovanstående sats i bevis har jag med ledning av uppgifter från Hydrografiska byrån ritat upp ett diagram över Viskans vattenstånd under en normal femårsperiod. Å figur 3 jämföres lämpligen diagrammets vattenståndskurva med ett i korresponderande skala avritat deltavaru. Från lägsta punkten, som betingas av den mycket torra försommaren, klättrar vattenståndskurvan mot hösten långsamt uppåt till följd av den successivt ökade nederbörden. Stegningen fortsätter under vintern, sydlig vattenföringstyp, och har en toppunkt i mars—april i samband med vårregnen och snösmältningen kring Viskans källområden i höglandet, där ett begränsat snöområde brukar ligga kvar i mars och tämligen snabbt avsmälta. Viskans högvattenstånd i mars—april faller snabbt till junilågvattnet. Denna meteorologiskt betingade vattenminskning skärpes ytterligare i Viskans vattenstånd på grund av markfuktighetsförhållandena. Dalgångens finsandiga

jordarter, som under våren äro tämligen vattenmättade, ha en maximal vattenkapacitet av öfver 50 % av torrsubstansen. I lufttorkat tillstånd kan jordartens vattenhalt extremt nedgå till 6 %. Uttorkningen av jorden under försommaren gör, att de första sommarregnen komma ån till godo i vida lägre grad än vårregnen på fuktighetsmättad mark. Detta bidrar till att skärpa vattenståndskurvans fall i maj. Ett tredje faktum är, att just snösmältningens vårflod visar den avgjort största materialtransporten under året, vilket HJULSTRÖM visat med mätningar från Fyrisån. Vid en tid, då vegetationen föga binder jordpartiklarna, ryckas de lätt bort av regn och snösmältningvatten, vilkas intensitet bestämmer slammängden. Denna interfluviala erosion är av vida större betydelse för slammängden än åns direkta erosion.

Fakta om vattenståndskurvans fall i maj och materialtransportens fördelning i samband därmed kunna förklara deltavarvens ofta skarpa kontakter mellan sand och gyttja. Den vanligen rostiga grovmon eller finsanden öfverst i varje varv har naturligtvis samband med vårfloden. Junilågvattnet med försommarens algproduktion representeras enligt min mening av de mörka finsedimenten nederst i deltavarven. Upprepade mörka finskikt till följd av gyttjeinblandning i mjålan kunna registrera kortare torrperioder under året, då det minerogena materialet sinat, och gyttjesubstansen kunnat göra sig mera gällande i sedimentationen.

Om ovanstående resonemang är riktigt, betyder det, att *Viskans* deltavarvighet har en utbredning, som sammanfaller med utbredningen av *Viskans* vattenföringstyp. Denna förekommer hos Sydsvenska höglandets åt väster avrinnande åar, inom vilkas rayon vi alltså borde ha denna deltavarvighet i vårt land. Förutsättning är naturligtvis, att vattendragen mynna i insjöar och att utloppet är grunt och skyddat. Enligt benägna muntliga meddelanden har dylik deltavarvighet påträffats av CALDENIUS vid Munkedal och enligt GERARD DE GEER av STEN DE GEER i Bolmen. FRÖDIN har i en avhandling om Göta älvs dalgång ett fotografi med en mycket snarlik varvighet. Alla dessa fyndorter ligga inom nämnda områdes gränser.

Professor LENNART VON POST har godhetsfullt meddelat, att han sett samma deltavarvighet och delasträngar, s. k. roddons, i The Fenlands, vilket icke är att förvåna sig öfver, eftersom denna del av östra England har ungefär samma maritima klimattyp som vår västkust.

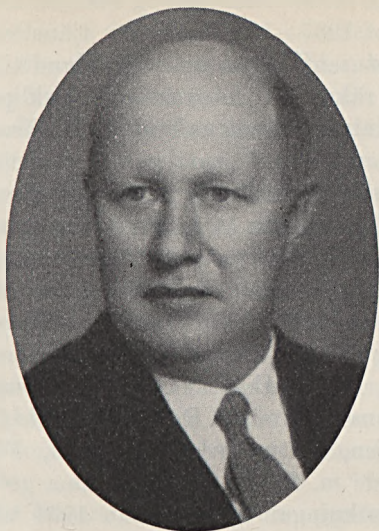
Fluviatil deltavarvighet torde knappast kunna få någon större geokronologisk betydelse beroende på den begränsade geografiska utbredningen och varvens snabba utkilande, vilket gör en systematisk uppmätning både besvärlig och tidsödande. Däremot skulle man

kunna använda den fluviatila varvigheten jämte andra geologiska tidmätningssmetoder approximativt genom att beräkna antalet utkilande varv per längdmeter. Vid Viskan blir det enligt stratigrafiska mätningar ungefär 1.5 varv per meter. Då deltasträngslängden mellan fyndplatsen för båten och 1800-talets subrecenta delta är högst 3 800 meter, skulle båtens ålder bli högst 2 500 år. På en lantmäterikarta från 1778—79 och en Lantbruksstyrelsens karta från 1858 har deltsedimentationen nått olika långt. Under 80 år har deltat vandrat fram cirka 120 meter. Även det blir 1.5 varv per meter.

I Viskans dalgång kan man följa sammanhängande deltasträngar kilometer efter kilometer. Och samma deltavarvighet har påträffats i Berghem nära två mil uppströms det subrecenta deltat vid Horred. Det betyder åtskilliga tusen år tillbaka i postglacial tid, varur den slutsatsen kan dragas, att fastän nederbörden varit underkastad betydande kvantitativa växlingar sekulärt likväl den maritima klimattypen kvalitativt bibehållits.

Citerad litteratur.

1. GERARD DE GEER, Om möjligheten af att införa en kronologi för Istiden. G. F. F. N:o 85. Bd VII. H. 1. Sid. 3. 1884.
2. STEN DE GEER, Klarälvens serpentinnöpp och flodplan. S. G. U. Årsb. 4 n:o 8. 1911.
3. GUSTAF FRÖDIN, Jordskreden och markförskjutningarna i Göta älvs dalgång mellan Trollhättan och Lilla Edet. Medd. fr. Kungl. Vattenfallsstyr. n:o 19. 1919.
4. FILIP HJULSTRÖM, Studies of the Morphological Activity of Rivers as illustrated by the River Fyris. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. XXV. 1935.
5. HELGE NELSON, Nordamerika. Natur, bygd och svenskbygd. Stockholm 1926.
6. LENNART VON POST, Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. G. F. F. Bd 60. H. 3. 1938.



ERIK GRANLUND.

Den 21 mars 1938 på morgonen nåddes Sveriges geologiska undersökning av budet, att ERIK GRANLUND hastigt avlidit i Göteborg föregående afton. Dödsorsaken var hjärtförlamning. Han hade uppehållit professuren i geografi vid Göteborgs Högskola sedan läsårets början och därför endast några dagar då och då kommit ut till Sveriges geologiska undersökning. Trots det att vi sålunda på sista tiden ej haft honom i vår krets och voro inställda på att ej få ha honom kvar bland oss, grep oss vid dödsbudet en förlamande känsla av tomhet. Och ännu en gång har jag nu på mindre tid än ett halft år fått det smärtfyllda uppdraget att teckna en gammal väns liv och gärning.

ERIK GRANLUNDS curriculum vitae tedde sig på följande sätt. Han föddes den 20 september 1892, kom efter studentexamen 1912 till Stockholms Högskola, där han avlade fil. kand.-examen 1917, fil. lic. 1928 och disputerade för doktorsgraden 1932. Strax därefter förordnades han till docent i geografi vid Högskolan. Under sina första studieår — han tillhörde till en början den humanistiska fakulteten — tjänstgjorde han vid Civilstatens änke- och pupillkassa (senast 1919) men anställdes 1917 som extrageolog vid Sveriges geologiska undersöknings torvinventering; från och med 1919 blev han där fast anställd som assistent, 1922 ändra-

des befattningen till biträdande geolog och 1932 utnämndes han till statsgeolog. Läsåret 1937—1938 hade han tjänstledighet för att uppehålla geografiprofessuren i Göteborg. Och bland tillvarons meningslösheter må man väl räkna, att hans livstråd avklippes endast ett par dagar innan sakkunnigeutlåtandena brötos. De visade sig vara så gynn samma för honom, att han förmodligen fått professuren.

Under sin tjänstgöring vid Sveriges geologiska undersökning ha hans arbeten huvudsakligen ägnats åt torvinventeringen, kvartärgeologiska undersökningar över Stockholmstrakten och inom västra Bergslagen, Vätterns nivåförändringar samt upprättandet av en jordartskarta med beskrivning över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. Dessutom har han som geolog deltagit i ett stort antal undersökningar för Riksantikvarieämbetet, Vetenskapsakademiens naturskyddskommitté, Stockholms stads museikommitté, Rådet till skydd för Stockholms skönhet, Turistföreningen, Naturskyddsföreningen, Föreningen för skidlöpnings främjande m. fl. På grund av sina geologiska insatser vid arkeologiska undersökningar kallades han 1934 till korresponderande ledamot av Kungl. Vitterhets-, Historie- och Antikvitetsakademien.

Detta summariska utdrag ur hans verksamhet ger en bild av GRANLUNDS ytterst mångsidiga intressen. Han arbetade alltid på flera fronter; det finns ingen bestämd utvecklingslinje i hans arbete, och det är därför ytterst svårt att ge en klar bild av hans livsgärning. Jag vill i korthet referera en del av hans arbeten; det blir icke en kritisk granskning därav, icke ens där jag själv har helt andra åsikter än han. Och icke heller kan jag gå in på den kritik från andra håll, som hans produktion givit upphov till.

GRANLUNDS förstlingsarbete var den lilla examensuppsatsen »Borlänge, en egenartad svensk stadstyp». Den är daterad Stockholms högskolas Geografiska institut, 1916, där GRANLUND tillhörde den entusiastiska krets av unga geografer, som samlades på STEN DE GEERS seminarier. Uppsatsen var icke mer än 6 sidor. Till grund därför lågo arkivstudier och korta fältarbeten i december 1915. Trots arbetets ringa omfattning innehåller det en del goda synpunkter på orsakerna till utvecklingen av samhällen av liknande typ; bl. a. påpekar han cykelns och sparkstöttingens betydelse för orter med så stora avstånd som Borlänge. Profetian, att det ej torde »dröja många år innan vi i Borlänge få se Dalarnas största stad», har dock ännu ej gått i uppfyllelse.

Bortsett från en liten tidningsuppsats dröjde det 6 år tills nästa arbete kom. Det var kapitlet »Torvmarker» i Beskrivningen till kartbladet Mjölby. Oaktat GRANLUND vid uppläggningsen av detta arbete var bunden av ramen för en kartbladsbeskrivning, utgör detsamma en nyorientering bl. a. därigenom, att detta är vår första kartbladsbeskriv-

ning, i vilken pollendiagram förekomma. Hans geografiska grepp på sitt ämne framträder här i den som fig. 1 i beskrivningen ingående, av honom uppgjorda översiktskartan över olika berg- och jordarters regionala fördelning inom bladområdet.

Detta arbete var föranlett av GRANLUNDS anställning vid torvinventeringen. Och denna gav även upphov till flera följande uppsatser. Vid upprättandet av de ovan omnämnda pollendiagrammen samt senare fann GRANLUND, att metodiken måste utvidgas. De minerogena eller mineralkornsrika jordarterna voro så gott som oåtkomliga för pollenanalysen. 1924 utarbetade han därför tillsammans med G. ASSARSSON den s. k. fluorvätemetoden. Den bygger på en palæobotanisk reningemetod: med saltsyra, fluorvätesyra och kalilut samt centrifugeringar kunna mineralkornsrika jordarter koncentreras på sitt organiska innehåll, så att en pollenanalys i de flesta fall kan utföras. Härigenom tillfördes den pollenanalytiska metoden ett synnerligen viktigt komplement.

Följande år hade GRANLUND färdig en uppsats grundad på torvinventeringens material. Under inventeringsarbetet antecknades nämligen vissa på torvmarkerna förekommande växter. Ehuru GRANLUND icke var botanist, insåg han tack vare sin geografiska skolning, att däri låg ett växtgeografiskt material av unik art. Detta gav upphov till arbetet »Några växtgeografiska regiongränser», grundat på kartor över utbredningen av *Betula nana* (nordsvensk), *Erica tetralix* (atlantisk) och *Ledum palustre* (ostsvensk) samt *Nartheceium ossifragum*. De lokaler som falla på inventeringslinjerna ange arternas verkliga utbredning förutsättningslöst, alltså oberoende av om botanisterna intresserat sig för vissa områden o. dyl. Dessa kartor ha ett helt annat värde än vanliga utbredningskartor även ur den synpunkten, att ståndorten är tämligen likartad genom hela materialet. Kartorna ange omedelbart, inom vilka områden arterna förekomma regelbundet. Gränsen för dessa är deras rationella utbredningsgränser, och zonen emellan dem är en verklig klimatgräns. Utanför denna finnas de endast på särskilt gynnsamma lokaler. Det enligt min mening principiellt viktigaste resultatet av undersökningen kan sammanfattas sålunda. *Ericas* och *Ledums* rationella utbredningsgränser sammanfalla nära nog och bilda sålunda en synnerligen viktig gränslinje. Då de båda arterna äro varandras motsatser (atlantisk—kontinental) uppdelas Sydsverige genom denna gränslinje i sina två naturliga växtgeografiska huvudregioner. Dess betydelse kunde ej rubbas av den kritik och diskussion som växtgeograferna levererade.

Som resultat av den under åren 1917—23 genomförda förrådsstatistiska torvinventeringen utkom 1926 Södra Sveriges torvtillgångar I av LENNART VON POST och ERIK GRANLUND. Planläggningen av detta

arbete tillhör torvinventeringens ledare, L. VON POST, som författat texten med undantag av kap. II: Äldre beräkningar av torvmarksarealer och torvmängder, vilket skrivits av GRANLUND. Men i bearbetningen av det omfattande materialet och i förarbetena för publikationen tog GRANLUND en väsentlig del och utförandet av kartorna föll huvudsakligen på hans lott. Sedan 1919 hade han, efter blott två somrars fältarbeten vid torvinventeringen, fungerat som inspektör för den förrädsstatistiska torvutredningen. Den ingående kännedom om våra torvmarkstyper, som han därunder förvärvade och det intima samarbetet med LENNART VON POST under den tid den svenska torvmossforskningen bröt fram till sin ledande ställning, kom att få den största betydelse för hans fortsatta verksamhet. Torvgeologiska problem och utnyttjandet av den pollenanalytiska metodens möjligheter på den allmänna geologiens och arkeologiens områden fångade alltmåra hans intressen. Sålunda fick han under arbetet med torvinventeringen uppslaget till den långt senare slutförda undersökningen över högmossarnas välvning.

Närmast utkom »Kungshamnsmossens utvecklingshistoria», 1931. Det omfattar två huvuddelar »Kungshamnsmossen» och »Arkeologiska åldersbestämningar i uppländska pollendiagram», båda lika viktiga för torvmarksforskningen. I redogörelsen för Kungshamnsmossens byggnad påvisas bl. a. förekomsten av 4 uttorkningshorisonter samt en serie »bandad gyttja». Denna anser GRANLUND markera årsavsättningar, den är i så fall en varvig gyttja. Genom diatomacéanalyser visas, att den började avsättas »i och med ingången av lagunstadiet». Kungshamnssjöns igenväxning var av subboreal typ och skedde under bronsåldern. Efter denna inträffade en så stark grundvattensstigning, att en gyttjeavsättande randsjö bildades. Tidsbestämningarna i Kungshamnsmossens utvecklingshistoria grunda sig på ett flertal pollendiagram. Dateringarna av dessa vila på arbetets andra huvuddel (om fornfynden) och den landhöjningskurva (efter tiden för L. G.), som GRANLUND uppdragit med stöd av de fasta och lösa fornlämningarna. Resultaten äro följande. Kungshamnsvädden isolerades c:a 2400 f. Kr. och igenväxte 1600—1700 f. Kr., alltså strax efter gränsen mellan sten- och bronsålder enligt de lösa fynden. Äldsta torrperioden börjar i slutet av stenåldern och når till andra eller tredje perioden i bronsåldern. Nästa torrperiod slutar vid övergången mellan brons- och järnålder, den därpå följande »omkring mitten av första årtusendet efter Kristi födelse» och den sista »under medeltidens förra del». Redan i och för sig äro dessa uppgifter synnerligen viktiga: den gamla gränshorizonten har nu fördelats på 4 olika. En närmare precisering av deras tidsställning kom i gradualavhandlingen.

Den omfattade »De svenska högmossarnas geologi», ett regionalt upplagt arbete av stor principiell vikt. Det börjar med en diskussion av högmossbegreppet samt ett experimentellt klarläggande av den kapillära stighöjden i låghumifierad Sphagnumtorv. Konsekvenserna därav ge ett fastare grepp på tuvbildningen. Bl. a. märkes, att tuvorna bli lägre i trakter med högre avdunstning samt att mossar med relativt höghumifierat ytlager få stora tuvor. Den kapillära stigningen har dock intet att göra med mossens välvning. Kapitlet om högmossarnas utbredning i landet visar ett samband mellan välvning och nederbörd. För att närmare belysa detta, har GRANLUND gått till väga på ett knepigt sätt, som är ganska betecknande för honom. Linjeinventeringens högmossprofiler ordnade han upp geografiskt och efter resp. områdets nederbördsmängd. Mossprofilernas längd mättes och avsattes efter abscissan i ett koordinatsystem, mossvälvningen, i förhållande till den förre 200 ggr överhöjd, avsattes längs ordinatan. De därigenom erhållna punktsvärmarna visa en ganska väl begränsad kurva upptill, och denna markerar normalvälvningen hos fullmatade högmossar för resp. nederbörd. En vidare behandling av detta material ådagalägger, att »vid lägre nederbörd än 460 mm kunna levande högmossar ej förekomma i södra Sverige». Diskussionen i samband härmed är ej plats för nu. Det må endast erinras om, att han i samband med maximaltillväxten även diskuterade »Moorausbrüche» och därför skapade den goda termen »torvskred». Nederbörden har ju växlat väsentligt i postarktisk tid, varför det är motiverat att fråga, om mossarna i stort sett nått upp till den maximala gränsytan vid nuvarande nederbörd. GRANLUND besvarar frågan jakande. Han har därför vågat sig på att utnyttja högmossvälvningen som komplement till nederbördsuppgifterna och efter dessa data utfört en intressant nederbördskarta över vissa delar av Sydsverige. Diskussionen om högmossarnas bildningsbetingelser avslutas med ett kapitel om rekurrensytor, ett nytt och viktigt torvgeologiskt begrepp, som i viss mån är synonymt till »gränshorisont». Dessa rekurrensytor äro sedan den röda tråden i specialbeskrivningarna, vilka omfatta 15 områden eller enstaka mossar över hela landet. Två områden, Stockholm—Uppsala och Västgötaslätten, utgöra däri den fasta ryggraden, då det arkeologiska materialet därifrån är bäst. De undersökta profilerna (borr- eller linjeprofiler) ha pollenanalyserats, och alla åtkomliga arkeologiska torvfynd ha utnyttjats för dateringen. I vissa trakter har även landhöjningskurvan använts för samma ändamål. Det är sålunda ett betydande material, som ligger till grund för slutkapitlet. Av synnerlig vikt däri är påvisandet av 5 rekurrensytor. RY I (c:a 1200 e. Kr.) är ännu känd endast från nederbördsfattiga områden. RY II (c:a 400 e. Kr.) tillhör i stort sett slättområdena i NO och V,

Sörmland, Gotland och Sjöflettrakten. RY III (c:a 600 f. Kr., den klassiska) är spridd över hela högmossområdet och är vanligtvis mest markerad. RY IV (c:a 1200 f. Kr.) är spridd över hela Svealand och västra Götaland samt blir vanligare och kraftigare mot V. RY V (c:a 2300 f. Kr.) har västlig utbredning och har »ofta förväxlets med RY III». Flera av dessa RY (vanligtvis de tre äldsta) förekomma särskilt i det nederbördsrika sydvästra området. GRANLUND anser emellertid att »nederbördsökningen vid RY V ej varit särskilt stor», men vid RY III visar välningen c:a 100 mm:s ökning, troligen något större i V än i Ö. Betydelsen av RY III ökar även därigenom, att det var i anslutning till den som nybildning av Sphagnummossar skedde. Viktigaste området därför är norra Uppland. Även försumpningsfrågan ägnas ett kapitel och resultatet därav är, att ingen försumpning äger rum i nutiden. Gradualavhandlingen, som förskaffade GRANLUND docentur i geografi, var hans sista rent torvgeologiska arbete.

Under torvinventeringen hade GRANLUND vistats ganska mycket i Småland. I det landskapet hade han många och djupgående rötter. Sålunda härstammade han på fädernet från Gräne nära Nybro i Småland. Det var därför icke så överraskande, att den allmänintresserade mannen redan tidigt började intressera sig för landskapets kulturhistoria. Dess första frukt var den lilla uppsatsen »Ur Norra Smålands bebyggelsehistoria». Han börjar den med den ganska talande upplysningen, att det »är inte enbart lokalpatriotiska skäl» som förorsakat, att han valt just det arbetsområdet. Han känner trakten väl ur många synpunkter, granskar dess jordartstyper, lösa och fasta fornlämningar samt namnformer, varpå han anlägger naturforskarens syn på bebyggelsens utveckling. Han anser sig där ha konstaterat — och det verkar på mig övertygande — att odlingen här började redan under stenåldern. Det var i första hand den bästa odlingsjorden, sediment och kalkrikare morän, som togs i bruk. Därefter spreds bebyggelsen till de allt sämre marktyperna. Särskilt under vikingatiden skedde en kraftig utbredning.

Betydelsen av markens bonitet för den äldre bebyggelseutvecklingen i vårt land hade GRANLUND tidigt uppmärksammat; en i samband med hans studier på detta område uppgjord karta över viktigare ortnamnstyper i södra och mellersta Sverige blev tyvärr ej publicerad. GRANLUND drog därför i härnad mot ortnamnsforskarnas åsikt, att vattendragen äro de viktiga transportlederna under äldsta tider. Norra Smålands förbindelse med sydligaste Sverige gick sålunda mot N och vidare via Östersjön runt kusten. Om den ofta framhållna betydelsen av Lagadalen säger GRANLUND: »Lagastigen skulle jag därför vilja kalla för medeltidens snälltågsförbindelse mellan östra Sveriges och Danmarks kulturcentra.»

Denna uppsats utlöste åtskillig kritik från ortnamnsforskarens sida. Till stor del berodde den nog på, att det, som GRANLUND själv skrev, råder en »grundväsentlig skillnad i naturvetenskapligt och humanistiskt tänkande» . . . Den resulterade i GRANLUNDS uppsats 1929 (daterad nov. 1927) om »Ortnamnen i Smålands bebyggelsehistoria». Den är helt polemiskt lagd och uppdelad i tre kapitel, det första avhandlande »Förhistoriska kulturvägar». Den vänder sig mot JÖRAN SAHLGREN och speciellt hans förutnämnda uppfattning om Lagastigens betydelse ur transportsynpunkt. GRANLUND stärkes efter en förnyad granskning i sin uppfattning, att den viktigaste förbindelsen mellan Skåne och Östergötland, Mälardalskapen etc. gick över Östersjön. Andra kapitlet behandlar ryd-namnen. GRANLUND anser dem åtminstone delvis tillhöra vikingatid, medan NILS ÖDÉEN hänför dem till 1100-talet. Som stöd för sin uppfattning framlägger GRANLUND en karta över de äldsta namnformerna och fornlämningar från folkvandringstid samt namn på ryd och rum och fornfynd från vikingatid, varigenom en god bild av bebyggelsen i Småland etc. före medeltiden erhålles. Den är väl anknuten till områdets geologiskt gynnsamma trakter. Sista kapitlet vänder sig mot NILS ÖDÉENS uppfattning, att måla-namnen sammanhånga med trälarnas frigivande vid kristendomens införande och den stora kolonisation detta medförde av bl. a. östra Kronobergs län. GRANLUND anser efter sin studie över »trälnamnens» fördelning, att den nämnda kolonisationen »inordnar sig omärkligt» i bygdeutvecklingen.

Under uppväxttiden och även senare hade GRANLUND vistats ganska mycket i Grännatrakten, varifrån han härstammade på modernet. När man står ovan förkastningsbranten vid Gränna, kan man ej undgå att fångas av den praktfulla syn som Vättern erbjuder. Jag har uppfattat det så, att hos GRANLUND uppstod sålunda intresset för Vättern, men låg latent, tills det under torvinventeringen stabiliserades åt visst håll, det kvartärgeologiska. Sedan gammalt kände man en del lokaler för torv under strandvallar vid Vättern, alltså lokaler som vittnade om äldre strandförskjutningar. Någon systematisk och regionalt lagd behandling av dessa lokaler hade anmärkningsvärt nog icke ägt rum. GRANLUND tog upp frågan i hela dess räckvidd. Det första resultat jag kunnat finna därav är det pollendiagram som publicerades av WILLÉN i beskrivningen till geologiska kartbladet Karlsborg 1926. Det var från Kråks mosse, dämd av en strandvall, som benämndes Ancylusvallen. Sedan lågo dessa diagram i många år; han tog fram dem ibland, vi diskuterade dem, och så lades de undan på nytt.

Först 1933 kom ett synligt resultat av denna stort upplagda Vätternundersökning. Det var »Vättern och landhöjningen». Den var sålunda

en undersökning, som trots sin ringa omfattning vilade på ett stort och hårdarbetat material. Den avsåg att ge svar på frågan »Kommer Jönköping att dränkas?». Genom interpolering efter BERGSTENS pegelundersökning längs Östersjökusten kunde man uppskatta vattenstigningen vid Jönköping (skillnaden mellan landhöjningen vid Motala och Jönköping) till 10 à 20 cm pr 100 år. På skilda grunder (fornfynd, fästningen Rumlaborg, stomkartor, strandvallar m. m.) har GRANLUND lyckats att pollenanalytiskt åldersbestämma bottenlagren av maderna kring Jönköpingsbukten. Dessa bildas av torvslag som avsätts vid vattenytan, varför man omedelbart erhåller Vätterns nivå vid varje sådan åldersbestämd observationspunkt. Resultaten sammanfattas i två diagram över strandförskjutningen vid Jönköping från c:a 3000 f. Kr. till nutiden. Med stöd av dessa kurvor besvarar GRANLUND frågan om Vätterns dränkning sålunda, att vattenstigningen vid Jönköping är 15 cm pr 100 år. SVEN ELVIUS' analys av kurvan visar, att vattnet kommer att stiga ytterligare 6 m, men då tiden härför är oändlig kunna båda uppgifterna tagas med ro utom — som GRANLUND säger — »vid anläggningar på mycket lång sikt».

Denna undersökning är tryckt i Mäster Gudmunds Gilles årsbok, alltså en publikation som sällan observeras av geologerna. Följande år, 1934, gav GRANLUND därför en sammanfattning i facklitteraturen. Tyvärr äro dessa arbeten det enda han publicerat om sitt stort upplagda Vätternarbete. Ett nivåförändringsdiagram jämte resumerande text är dock tryckt i Sveriges geologi och sålunda lyckligtvis räddat till eftervärlden.

Under åren 1924—1926 arbetade GRANLUND med kartläggning och jordartsrevision på geologiska bladet Filipstad. GRANLUNDS del av beskrivningen till nämnda kartblad innebär en nyorientering. Visserligen hade redan å en del tidigare kartblad vissa moräntyper urskiljts, men i beskrivningen till kartan har en uppdelning av moränen genomförts. Sålunda nämnas blockfattig mjällig, mycket blockfattig, blockfattig, normal, blockig, grusig, blockrik och ursköljd morän. De olika typerna sätter GRANLUND i samband med utgångsmaterialet, alltså dess bergartstyp, delvis grundat på blockräkningar. Bland annat av intresse i beskrivningen är redogörelsen för de olika strandlinjer och sediment, vilka ägnades en särskild uppsats (jfr nedan). Vindavlagringarna uppdelades efter NILS HÖRNER på 2 grupper: flygmo och flygsand. Den förra är finkornig, avlagrades av de nordostliga kalla och torra cyklonvindarna utanför iskanten; de senare äro grövre och ofta dynbildande. Dynerna bildades av nordvästliga, fuktiga vindar. Orsaken, till att de båda jordartstyperna avsattes av distinkt olika vindar, var deras kornstorlekar och den därav betingade reaktionen för fuktigheten. Slutligen

följer en torvmarksbeskrivning och — som värdefullt appendix — beskrivning på fixarnas lägen.

I samband med jordartsrevisionen å bladet Filipstad utarbetades »Senglaciala strandlinjer och sediment i västra Bergslagen». GRANLUND hade observerat en mindre markerad, högtliggande strandlinje (c:a 200 m ö. h.) och en lägre, till vilken sediment, särskilt deltan av olika storleksordning, ansluta sig. Denna sista gräns är den som tidigare ansågs vara M. G. Med ett bestickande, på skickliga kombinationer och goda uppslag rikt resonemang drar GRANLUND i härnad för den uppfattningen, att den senare icke kan vara M. G. utan är en yngre stagnationsgräns, som han benämner sedimentationsgränsen (S. G.). Genom jämförelse mellan isrecessionens hastighet och höjdskillnaden mellan hans M. G. och S. G. (alltså gamla M. G.) kommer han till det resultat, att landhöjningshastigheten under tidskedet dem emellan var 9 m pr 100 år. Denna S. G. är åtminstone till stor del av regional betydelse; som GRANLUND visar, är det den som av G. DE GEER lagts ut på kartan »Södra Sverige i senlacial tid», och det är också den som på mina närliggande kartblad betecknats som M. G. Det är till den gränsen de stora randeltana ansluta sig, och det är den som betingar den bebyggelsegeografiska gränslinjen inom området.

Det var endast en kort gästroll GRANLUND gjorde i Bergslagen. Mera stadigvarande blev det arbete han utförde i Stockholmstrakten. Han kom in därpå genom att 1924—1926 på olika sätt biträda vid utgivningen av G. DE GEERS »Kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten» (S. G. U., Ser. Ba, N:r 12). Härunder fick han blicken riktad på en del svagheter i vår kunskap om Stockholmstraktens geografiska utveckling och kom därunder i intimare kontakt med arkeologerna. Även samarbetet med RUTGER SERNANDER — som då höll på med sin utredning om »Stockholms Natur» — blev utomordentligt fruktbringande. Jag tvekar ej att säga, att SERNANDERS uppslagsrikedom och ständigt sprudlande kunskapskälla blev av allra största betydelse för GRANLUNDS utveckling. Man finner i mångt och mycket, hur han efter moderna metoder byggt vidare på en av SERNANDER lagd grund.

Det första resultatet av dessa GRANLUNDS undersökningar var »Landhöjningen i Stockholmstrakten». GRANLUND bygger däri på pegelobservationer (Mälaren och Slussen från 1774), vattenståndsmärken, geologiska och i synnerhet arkeologiska data. Svagheten i de äldre undersökningarna var huvudsakligen den, att höjduppgifter å fornfynd etc. refererats varken till nutiden eller till samma nivå (havsytan är härför icke användbar). Utgående från DE GEERS isobaser för stormstrandlinjer har GRANLUND därför beräknat de procentvärden, varmed olika höjder i Uppland skola reduceras för att bli refererade till »Stock-

holm», den punkt till vilken alla diagram och kurvor i arbetet hänföra sig. Behandlat på detta sätt erhöles det omfattande materialet av fasta och lösa fornfynd m. m. sin första hyfsning. Det visade sig snart, att det var särskilt två data, vilka icke kunde inpassas i landhöjningsschemat: Håganivån och Vivelstafyndet. En förnyad revision av ålders- och höjdbestämmingar av dem blev därför av utslagsgivande vikt. (»Detta är synnerligen betydelsefullt, enär hela det stora system, som uppgjorts för nivåförändringarna i Uppland med Håga-nivån i centrum, ytterst endast vilar på Vivelstabestämningen och således faller med denna.») Och en sådan kritisk revision måste företagas med det ena fyndet efter det andra. Resultatet blev en landhöjningskurva från c:a 4000 f. Kr. till nutiden, som blev av grundläggande vikt för både geologer och arkeologer. Kurvan innehåller emellertid en del motsägelser, och torde därför bli underkastad en revision, särskilt på grund av undersökningsresultat från angränsande områden.

Arbetet med denna kurva var i själva verket ett puzzle av många och ofta mycket olikformiga bitar. En av dessa bitar var den lilla uppsatsen om »Ekarna i Djurholmstraktens historia». Denna är även i viss mån en liten »hembygdsuppsats» i ordets bästa betydelse. Där skildras en del av de gamla ekarna — den äldstas ålder beräknad till 500—600 år — och deras vittnesbörd rörande frågan om strandförskjutningarna i området. Den vittnar om, att även faktorer som kunna förefalla en utomstående ganska perifera ha sin betydelse i nivåförändringsdiskussionen.

Som en mogen frukt av dessa Stockholmsundersökningar föll »De geografiska betingelserna för Stockholms uppkomst». Den skrevs 1928 och däri ligger primärundersökningen till de förut nämnda ekstudierna, enbart det ett omsorgsfullt detaljarbete. Efter nivåförändringarna har GRANLUND utfört en kartserie visande Stockholmstraktens utseende åren 600, 1000, 1200 och 1900. Stockholms uppkomst är ett led i en utvecklingskedja, som kan sammanfattas sålunda. Gamla Uppsala blomstrade på 400-talet, genom landhöjningen försköts åmynningen, varför man på 800-talet nödgades flytta hamnen till Östra Aros, alltså Uppsala. I och med åmynningens förflyttning kom emellertid handels tyngdpunkt, särskilt som Birka ungefär samtidigt övergavs, att överflyttas till Sigtuna, som dock förstördes av esterna 1187. Landhöjningskurvan — grundad icke minst på ekarna — visar, att Mälaren började isoleras under 1100-talet, d. v. s., då uppkom Stockholms ström. Införseln till Mälaren försvårades därigenom och man kunde få ligga och vänta på gynnsam ström, ev. företaga omlastningar. Och alltså: »Kravet på tillfredsställande sjöförbindelser tvingar vid 1200-talets början det uppländska väldet att flytta centralpunkten för sin handel ned till den

genom landhöjningen nyuppkomna mynningen för Fyrisån, Stockholms ström.»

I samband härmed må även erinras om den tillsammans med K. A. GUSTAWSSON utarbetade stora kartan i skalan 1 : 50 000 över Mälarebäckens bebyggelsehistoriska nivåer, bekostad av Stockholms Stadsmuseikommité och utställd i Stadsmuseet i Stockholm. Den innehåller de för bebyggelsehistorien viktiga nivåerna för gånggriftstiden (c:a 25 m), bronsåldern (c:a 14 m) och två nivåer för yngre järnåldern (c:a 8 och c:a 5 m, samtliga här angivna siffror avse Stockholm). I anslutning till nivåerna ha även de för deras bestämmande viktigare fasta forn lämningarna medtagits.

En annan form av den rikt nyanserade och åt många håll förgrenade Stockholmsundersökningen var »Stockholmstraktens Natur- och Kulturminnen». Den utgavs av R. SERNANDER, E. GRANLUND, K. A. GUSTAWSSON och G. SELLING på uppdrag av Rådet till skydd för Stockholms skönhet. GRANLUND tillsammans med SERNANDER behandlade däri naturminnena. Arbetet består av en karta jämte register över de olika natur- och kulturminnena. Dessutom finnas korta orienterande uppsatser över områdets utveckling samt de olika minnestypernas relation därtill. Personligen anser jag, att detta är den idealiska hembygdsboken, men tyvärr har den ej rönt den efterfrågan som man kunde vänta och som den förtjänar.

Medan ännu Stockholmsundersökningen pågick överlämnades till GRANLUND 1927, efter HENR. MUNTHERS avgång från sin statsgeologbefattning, att fullfölja och fullborda kartläggningen och undersökningen av jordarterna inom Västerbottens län. Det var en uppgift på lång sikt. Genom GRANLUNDS mångsidiga intressen kom denna länsundersökning att läggas mycket brett. Några smakbitar därav fick man i »Den västerbottniska landskapsbilden», som enligt GRANLUNDS egen etikett är ett geologiskt kåseri. Det är en lättläst och intresseväckande skildring som på samma gång är en hyllning till det landskap han ägnade de sista 10—12 åren av sitt liv. De data som där förekomma äro indirekt hämtade ur länsbeskrivningen.

De första vetenskapliga resultaten av Västerbottensarbetet hade dock kommit tidigare. Redan i GRANLUNDS äldre arbeten kan man spåra ett visst intresse för förhållandet mellan skogen och markens geologiska beskaffenhet. Det är därför icke så överraskande, att han ger sig i kast med »Sambandet mellan moräntyper samt bestånds- och skogstyper i Västerbottens Lappmarker». De skogliga kapitlen behandlades där av jägmästaren S. WENNERHOLM. GRANLUND utarbetade där sitt morännschema. Han indelade moränerna efter kornstorlek och blockhalt

och kommer fram till resultatet: »Den slutgiltiga indelningen har blivit: 1. grusig morän, 2. sandig morän, 3. normal morän, 4. moig och blockfattig morän samt 5. mjällig och lerig morän.» Han fann ett samband mellan dessa typer och topografiska drag (dödismorän och drumlins m. m.). Vidare ägnade han arbete åt sambandet mellan berggrunden och dess moräntyper. Han fann, att skillnaden mellan de olika bergartstypernas moräner yttra sig främst i de finare fraktionerna (finmo—ler). Och då vidare jordartens viktigaste näringsbeståndsdelar äro bundna till dessa finare fraktioner inses betydelsen av resultatet.

Ett kapitel ägnade GRANLUND åt moräntypernas inverkan på fördelningen av skogstyperna (tallskog, granskog och blandskog). Resultatet därav är i stort sett, att de grövre moränerna hysa tallskog och de finare granskog. Av stor vikt synes därvid lerhalten vara. Tallen vill sålunda helst ha $< 4.5\%$ ler och granskogen $> 4.5\%$. En närmare analys av problemet har WENNERHOLM utfört, men referat därav faller utanför min uppgift. Ett viktigt resultat i skogligt hänseende är, att ett områdes geologiska art är av större betydelse än lokalklimatet för skogstypens utbildning. Och vidare: »Resultat från studier inom en viss bergarts område kan därför ej utan vidare tillämpas på områden med annat underlag.»

Dessa nu behandlade uppsatser voro endast förelöpare till GRANLUNDS största arbete: »Kvartärgeologisk beskrivning över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen», med jordartskarta i skala 1: 300 000.

Detta arbete kunde vid utgången av specimenstiden för geografiprofessuren i Göteborg i aug. 1937 framläggas i ett första korrektur, ehuru framställningen vad beträffar såväl kartan som beskrivningen i vissa delar ej fått den slutgiltiga utformningen. Härmed fortsatte GRANLUND under den följande vintern i den mån hans nya verksamhet det tillät, och vid hans sista besök på Sveriges geologiska undersökning några få dagar innan dödsbudet kom, hade tryckningstillstånd åsatts kartan.

I beskrivningen avhandlas, efter en geografisk översikt över landskapet, dess jordartstyper och utvecklingshistoria. Kapitlet om moräntyperna är delvis detsamma som i det förut behandlade arbetet. Men därjämte framläggas kartor över vissa faktorerers förhållande i moränen. Dessa äro lerhalten, hygroskopiciteten (W_h), pH, P_2O_5 , NO_3 , kali och basmineralindex. Vidare redogöres för drumlins (en inlands- och en kusttyp), ändmoräner (endast under M. G.), dödismorän m. m. Av särskilt intresse är den samlade framställning, som ges av de tidigare kända förekomsterna av submorän lera i Vilhelminatrakten. GRANLUND anser, att de flesta fakta tala för att leran är interglacial. Så kommer

en redogörelse för isavsmältningen, issjöarna Ö om isdelaren (koncetrerade kring Åsele, Dorotea, Vilhelmina, Stensele och Sorsele) samt högsta marina gränsen (faller mot NV från 270 till 220 m ö. h.). I slutet av sistnämnda kapitel sticker tankegången från Filipstadstrakten om en ännu högre verklig M. G. igenom. Så kommer postglacialtiden med dess avlagringar, varibland först märkas sediment avsatta i selsjöar och fornsjöar i stort sett liggande nedanför issjöarna. Saltvattensgränsen ligger i södra delen av länet på c:a 124 m och i N på c:a 119 m ö. h. Torvmarkerna intaga 21.2 % av kartområdet; de äro sålunda här mycket betydelsefulla och ha därför ägnats en ganska fyllig framställning. Därav vill jag citera följande resultat: »Huvudparten av Västerbottens torvmarker består av ett mellanting mellan soligena skålmossar och topogena planmossar, där inom vissa områden det topogena inslaget dominerar, inom andra, och dessa äro de större, det soligena överväger.» Med tillhjälp av landhöjningskurvan har GRANLUND daterat pollendiagrammen. Han har sålunda här återfått sina tidigare anförda rekurrensytor och om torvtillväxten funnit följande av mera allmänt intresse: »Anmärkningsvärt är, att torvtillväxten efter RY III synes ha varit betydligt större ut mot kusten än längre in i landet. Upp mot fjällen förekomma områden, där torvtillväxten nära nog fullständigt avstannat redan vid tiden för RY III:s tillkomst.» I slutet av arbetet redogöres för speciella avlagringar (kiselgur, myrmalm m. m.), benfynd (såsom älg, bäver o. a.) samt redskap och fornfynd (slämedar, skidor m. m.). Fynden av flintredskap i kustzonen och kvartsredskap vid insjöarna äro anmärkningsvärt talrika. De utvisa, att bygden stod i livlig kontakt med Sydsverige samt att stenålderskulturen levde kvar längre här uppe, inom de högre delarna av länet, till långt in i bronsåldern. Under yngre järnåldern har en ny expansion ägt rum, och bebyggelsen har sedermera förändrats fram till den nuvarande.

När karteringen av Västerbottens läns jordarter påbörjades i de tätbebyggda delarna av kustlandet, kunde den bedrivas på ungefär samma sätt som kartbladsrekognosceringen i södra och mellersta Sverige, men för största delen av det vidsträckta länet skulle ett dylikt förfaringssätt krävt en orimligt lång tid. Det blev för GRANLUND en tacksam uppgift att utfinna de metoder och utvägar som på rimlig tid ledde fram till en möjligast noggrann och ur praktisk synpunkt användbar kartbild och att senare i denna karta utan större dissonanser infoga såväl de detaljkarterade kustområdena som de mera översiktligt rekognoscerade skogsområdena. När man nu studerar den nyss färdigtryckta jordartskartan, måste man säga, att han på ett skickligt sätt löst sin uppgift. Hans förtjänst förringas ingalunda genom en erinran om, att han såväl i

fältet som på arbetsrummet under en lång följd av år vid sin sida haft sin trogne vän och arbetskamrat, geologen CARL LARSSON.

Icke minst viktigt av GRANLUNDS arbeten är hans del av Sveriges Geologi, nya upplagan av gamla »TÖRNEBOHM» numera kallad »MAGNUSSON—GRANLUND» rätt och slätt. Av det äldre arbetet finnes emellertid ej mycket kvar. GRANLUND bygger till stora delar på sin egen samlade erfarenhet, särskilt beträffande norra Sverige. Hans framställning är lättfattlig och bildmaterialet utomordentligt. I ett arbete av föreliggande art — en elementär lärobok — är det naturligtvis mycket viktigt, att bilderna verkligen följa texten och att de åskådliggöra företeelser, som folk i allmänhet känner till men ej har förklaring på. Ur denna synpunkt är GRANLUNDS insats i arbetet ett testamente, som länder honom till heder.

Slutligen förtjänar också omnämnas den serie av kartor över Fennoskandias kvartärgeologiska utveckling, som han 1931 utarbetade för ROTHS skolatlas, 16:de uppl. samt en karta över odlad torvmark i Sverige, upprättad enligt den absoluta prickmetoden i 1:2 000 000, ingående i Sveriges geologiska undersöknings kalkutredning 1931.

I det föregående har jag försökt, att med korta referat ge en bild av GRANLUNDS livsverk i de delar som äro framlagda i tryck. Dessutom har han emellertid utfört ett ganska stort arbete, som endast föreligger i form av utlåtanden i olika arkiv, särskilt Riksantikvarieämbetets och Föreningens för Skidlöpningens Främjande. I det sistnämnda finnes ett arbete innehållande dateringar av de flesta svenska skidfynd gjorda i torvmarker. Avsikten är, att detta arbete skall publiceras före årets slut; uppgiften har lämnats mig och förhoppning finnes att det medhinnas. Men när jag nu tänker tillbaka på allt vad jag sett honom syssla med under vårt mångåriga kamratskap, alla de ännu opublicerade kartor och diagram vi diskuterat har jag anledning förmoda att det ligger en myckenhet vetande dold i hans gömmor. En stor del därav torde kunna räddas tack vare att han för många år sedan som medarbetare förvärvade geologen CARL LARSSON, som är väl insatt i hans arbeten och tankegångar. Så mycket har jag dock hittills funnit, att det icke utan vidare är så lätt att reda ut GRANLUNDS material. Detta beror på hans arbetsätt. Han arbetade alltid med största intresse på en uppgift; arbetsättet var till stor del intuitivt. Intresset varade dock ej så länge åt gången, han brukade ibland lägga undan uppgiften, kanske för ett eller annat år. Men högg sedan när tiden var mogen in därpå med frisk syn på problemet. Det kanske av detta förefaller som om han saknade uthållighet och var ytlig i arbetet. Men det var ingalunda fallet. Saken var bara den, att han ej gjorde sig någon

brådska. Och därpå vann arbetet, ty han fick därigenom tillfälle att tänka igenom problemen grundligt, och uppslagsrik som han var, kom han därigenom på nya idéer. Ett exempel är Vätterns nivåförändringar, som jag såg tagas fram till revision många gånger, ett annat är gradualavhandlingen.

När GRANLUND arbetade ut en uppgift ritade han kartor och diagram först, till synes helt planlöst. Sedan satte han sig ned och plockade med detta puzzle, såg hastigt de stora linjerna och skrev så småningom text till bilderna. Även när vi diskuterade uppgifter av de mest skilda slag tog han genast fram en liten pennstump, gjorde hastiga, ofta riktigt klatschiga skisser på första bästa papperslapp. En god hjälp därvid hade han av en viss medfödd konstnärlighet, som dessutom skolats i den för äldre stockholmare välkända JULIA STRÖMBERGS målarskola. Under dessa diskussioner hade jag ofta tillfälle att beundra GRANLUNDS rörliga intellekt. Ofta fick jag höra »så kan vi inte göra, för det drar med sig det och det», och det var alltid synpunkter på lång sikt, som då uttalades. Mången gång hade jag då anledning att tänka, att detta är schackspelaren som ögonblickligen finner de olika spelöppningarnas konsekvenser. Min tankegång var icke tillfällig eller ogrundad, ty GRANLUND hade för längesedan vederfarits den hedern att bli vald till ständigt ledamot av Stockholms Schacksällskap. Den övning, som schackspelet givit honom, hade han sålunda stor nytta av även i det dagliga livet.

Även i fältarbetet kom hans snabba uppfattning till synes. Han såg genast de väsentliga dragen i en trakt och understödde sin uppfattning därom genom att alltid ha en karta tillhands. Och som den borne geograf han var, föll det sig för honom helt naturligt att undan för undan föra in gjorda iakttagelser av vitt skilda slag på kartan för att sedan se vad man kunde få ut därav. Ett ganska typiskt exempel därpå var den profil över nunatakkskulpturens gräns, som han utförde på en av oss år 1935 företagen resa ut till Dönna på norska västkusten. Profilen var gjord endast för nöjes skull och hade väl ej kommit i tryck, om vi ej från Norsk Geografisk Tidsskrift blivit direkt ombedda att skriva något om våra iakttagelser under Norgeexkursionen.

I fält rörde sig GRANLUND utom under de sista åren synbarligen både lätt och snabbt. Detta var ganska förvånande, då hans hjärta icke var av starkaste konstruktion. Endast uppe i fjällen blevo ansträngningarna så stora, att han åtminstone för den initierade icke lyckades dölja de svårigheter vandringen där beredde honom. Hans umgänge med människorna i de trakter där han fältarbetade var folkligt i ordets bästa mening. På ytterligt kort tid lärde han känna och bli god vän med ortsbefolkningen.

Den geografiska inställningen, som var ett av de mest framträdande dragen hos GRANLUNDS person, kom till uttryck i flera betydelsefulla insatser på geografiens områden. Stiftandet av Geografiska Förbundet 1918 var i främsta rummet hans verk. Han var dess förste ordförande, och inom detta förbund av yngre geografer intog han alltjämt genom sitt oförtrutna intresse för förbundets uppgifter en förgrundsställning. Han var också en av initiativtagarna till de svenska geografdagarna, och sedan denna organisation vunnit stadga, utsågs han vid sessionen i Lund 1935 till sekreterare och sammankallande ledamot i organisationskommittén.

I föreningslivet var GRANLUND en högt skattad deltagare. Han var medlem av en stor mängd föreningar och deltog med liv och lust i sammanträden av de mest skilda slag. Han yttrade sig då gärna, formellt ibland måhända mindre lyckat, men ur saklig synpunkt voro inläggen alltid präglade av det goda omdöme och sunda förnuft som utmärkte honom. Via föreningslivet kände han en ofantlig mängd människor inom vitt skilda yrkesgrenar och hade därigenom kanaler åt alla möjliga håll. I arbetet, så som han bedrev det, var ett sådant personligt umgänge av största vikt. När han t. ex. arbetade med Stockholmsundersökningen ställdes han ofta inför kinkiga fall, vilka krävde en mera ingående ventilering. Jag minnes sålunda, hur han gick omkring och pumpade den ene arkeologen efter den andre på dennes åsikt om åldern på olika medförda fornfynd, t. ex. krukskärvorna från Vivelstamossen, för att verkligen pressa fram gränsen mellan tro och vetande. Och det var tack vare detta personliga arbetssätt, som han lyckades göra ett gammalt material så hållfast, att nya slutsatser kunde byggas därpå. Ett sådant arbetssätt är onekligen ganska tidsödande. Hans tid blev därför ytterst splittrad, och han skulle väl ej ha hunnit utföra så mycket, bl. a. Västerbottensarbetet, utan CARL LARSSONS hjälp.

Ett samarbete kan ofta vara ganska påkostande, men samarbetet med GRANLUND var alltid ett nöje. Under c:a 20 år ha vi så gott som dagligen under större delen av året råkats i arbetet. Detta har alltid gått utan komplikationer, även om vi — som mången gång var fallet — kunde ha olika åsikter i en fråga, t. ex. om moränindelningen eller om M. G. på bl. Filipstad. Visserligen kunde han då taga i litet häftigt, men ögonblicket därpå skrattade han på sitt godmodiga och nonchalanta sätt igen. Denna nonchalans och frihet från småaktighet var f. ö. ett av hans karakteristika. Hans soliga leende och glada kamratskap räknade jag alltid som en av tillgångarna i arbetet på Sveriges geologiska undersökning. Jag känner ingen på vilken det Stiernhielmska uttrycket »vixit, dum vixit, lætus» äger sin tillämpning i så hög

grad som på GRANLUND. Som prov på hans vänsällhet vill jag framlägga följande verkligt vackra exempel som ytterligare fördjupade mina känslor för honom. År 1930 tävlade vi — jämte flera andra — om en statsgeologbefattning. GRANLUND blev utslagen men var detta oaktat den förste som gratulerade mig. Och han syntes göra det med uppriktig glädje. Men inte nog därmed: han påtog sig oombedd uppgiften att röja ut det tjänsterum jag skulle ha. Jag tror, att ingen annan skulle ha handlat på detta sätt.

När jag nu under en längre tid i minnenas värld levat om mitt liv med ERIK GRANLUND, känner jag ånyo, att samvaron med denne sällsynt vänsälle kamrat varit ovanligt rik och ljus. Jag kan ej finna några skuggor i bilden, knappast ens några halvtoner. Man måste känna glädje och tacksamhet över en sådan vänskap, och jag är säker på att samma känslor hysa alla hans många vänner. Icke endast svensk forskning utan även kamratkretsen har genom hans bortgång lidit en oersättlig förlust.

G. Lundqvist.

Erik Granlunds utgivna skrifter.

1916. Borlänge. En egenartad svensk stadstyp. Ymer. Årg. 36.
 1916. Om flygkartor. Stockholms Dagblad. (Enligt författarens uppgift men ej anträffad där.)
 1922. Beskrivning till kartbladet Mjölby (Torvmarkerna). S. G. U. Ser. Aa, N:r 150.
 1924. Ur Norra Smålands bebyggelsehistoria. N. Smål. fornminnesförenings Meddelande.
 1924. En metod för pollenanalys av minerogena jordarter (tillsammans med G. ASSARSSON). Geol. Fören. Förh. Bd 46.
 1925. Några växtgeografiska regiongränser. Geografiska Annaler. Bd VII.
 1926. Södra Sveriges torvtillgångar I (tillsammans med L. von Post). S. G. U., Ser. C, N:r 335.
 1926. Ref. av R. SERNANDER: Bjärka-Säby naturminnen och SERNANDER: Lövängen i Bjärka-Säby bebyggelsehistoria. Geol. Fören. Förh. Bd 48.
 1928. Senglaciala strandlinjer och sediment i västra Bergslagen. S. G. U., Ser. C, N:r 349.
 1928. Landhöjningen i Stockholmstrakten efter människans invandring. Geol. Fören. Förh. Bd 50.
 1928. Beskrivning till kartbladet Filipstad (Kvartära bildningar). S. G. U., Ser. Aa, N:r 165.
 1929. Ortnamnen i Smålands bebyggelsehistoria. Fornvännen. Årg. 24.
 1929. Ekarna i Djursholmstraktens historia. Samf. Djursh. forntid och framtid. Skrifter II.
 1929. Till frågan om procentberäkningar från Litorinagränsen. Geol. Fören. Förh. Bd 51.
 1930. De geografiska betingelserna för Stockholms uppkomst. Ymer. Årg. 50.
 1931. Kungshamnsmossens utvecklingshistoria jämte pollenanalytiska åldersbestämningar i Uppland. S. G. U., Ser. C, N:r 368.
 1931. Fennoskandias kvartärgeologiska utvecklingshistoria. 5 kartor i Roths skolatlas n:r 1. 16:de uppl. Sthlm 1931.

1932. De svenska högmossarnas geologi. Deras bildningsbetingelser, utvecklingshistoria och utbredning jämte sambandet mellan högmossbildning och försumpning. Akad. Avh. S. G. U., Ser. C, N:r 373.
1932. Skifundet frå Øvrebo av NILS LID med eit tillegg av E. GRANLUND. Universitetets Oldsaksamlings årbok 1930, Oslo.
1933. Vättern och landhöjningen. Mäster Gudmunds Gilles årsbok. Jönköping.
1933. De första svenska geografdagarna (tillsammans med M. LUNDQVIST), Ymer. Årg. 53.
1934. Die Strandverschiebung bei Jönköping. Geol. Fören. Förh. Bd 56.
1935. Skogstypernas geologiska betingelser. Sv. Skogsvårdsfören. tidskr.
1935. Stockholmstraktens Natur- och Kulturminnen (tillsammans med R. SERNANDER, K. A. GUSTAWSSON och G. SELLING), Stockholm.
1935. Sambandet mellan moräntyper samt bestånds- och skogstyper i Västerbottens lappmarker (tillsammans med S. Wennerholm), S. G. U., Ser. C, N:r 384.
1936. Några iakttagelser från en resa i Helgeland sommaren 1935 (tillsammans med G. LUNDQVIST), Norsk Geografisk Tidsskrift.
1936. Sveriges Geologi (tillsammans med N. H. MAGNUSSON). Stockholm.
1937. Den västerbottniska landskapsbilden. Sv. turistfören. årsskrift.
1937. Kvartärgeologisk beskrivning över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen, med karta. S. G. U., Ser. Ca, N:r 26 (föreligger i 1:sta korrektur).

Dessutom litteraturrecensioner m. m. särskilt i Geologiska Föreningens Förhandlingar.

Mötet den 5 maj 1938.

Närvarande 25 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, meddelade, att Styrelsen till ledamöter i Föreningen invalt Fil. lic. JOSEF CARLSSON, Lund, föreslagen av hr HJELMQVIST, och Civilingenjör NILS JOHNSON, Stockholm, på förslag av hrr SANDEGREN och LIDÉN.

Hr T. DU RIETZ höll ett av ljusbilder illustrerat föredrag om: Kaledoniska eruptivbergarter.

Föredraganden hade under det gångna året petrografiskt bearbetat det av G. BEXELL (Hedinexpeditionen) insamlade materialet från Nanshan i mellersta Kunlun. Det är ett stort och representativt material av rätt typiska kaledoniska eruptivbergarter (de äldre och yngre eruptiven härifrån berördes ej i föredraget). En del bergarter, insamlade av N. HÖRNER, hade även erhållits, däremot ej B. BOHLINS material från Nanshan.

De närmare undersökta bergartstyperna fördela sig på:

1) Plutoniska bergarter: adamelliter (leuco-monzoniter) 21 st., leucogranodioriter (plag.-adamelliter) 11 st., trondhjemiter och leuco-trondhjemiter 13 st., kvarts-albit-diabaser (ofitiska albit-tonaliter) 4 st., monzonit 1 st., hornblende-gabbror 4 st. och peridotiter (serpentiniserade duniten, lherzoliter och wherliter) 14 st.

2) Gångbergarter: kvarts-albit-porfyrer (Na-kvartskeratofyrer) 27 st., dacidporfyrer 20 st., spilitiska porfyrer (hornblende-albit-keratofyrer eller spessartitiska lamprofyrer) 17 st. samt albitdoleriter och pikriter 11 st.

3) Ytbergarter: tuffer av Na-keratofyrtyp 7 st., kali-keratofyr 1, intermediär kali-natron-keratofyr 1, Na-keratofyrer 4 st., intrusionsbreccior av samma typ 2 st., dacidiska mandelstenar 5 st., samt porfyrer 6 st.

Hela bergartssviten utmärkes av utpräglad natron-typ (spilitisk) med övergång mot pacifisk typ (granodioritisk—adamellitisk). Den eruptiva verksamheten är mest förlagd till sensilurisk (eller tidig devonisk) epok. Mindre framträdande är den ordoviciska (osäker till omfattningen) och den devoniska epoken.

De mera kalibetonade leden, som äro sällsynta i Nanshan, tyckas vara bättre representerade i västra Kunlun enl. DE TERRA. Erosionsnittet är möjligen djupare här.

Samtidigt hade föredraganden även gjort en jämförande undersökning av kaledoniska eruptivbergarter från andra områden där de äro väl kända.

Eruptiven från Norra Jämtland och Södra Lappland hade föredraganden själv arbetat med de senaste åren. I Frostviken uppträder en hel del smärre massiv av hornblendegabbror och sura trondhjemiter med direkta övergångar mot natronbetonade kvartsporfyryr, vilka sätta igenom de yngre köliskiffrarna, men själva äro tektoniskt påverkade och alltså böra vara av sensilurisk ålder. Från dessa förekomster i västra Frostviken finnes en i fält nästan genomgående svit av intrusivbergarter mot Muruhatten-området inom seveskiffrarna i öster, vilka (intrusiv) därför även antogs vara av sensilurisk ålder. Av de sura bergarterna finnes här en serie övergångar från trondhjemitiska typer över adamelliter till kali-granitiska med succesivt allt mindre mekanisk påverkan. Dessa bergarter hade närmare behandlats i ett arbete som snart skulle föreligga i tryck.

Från Södra Västerbottensfjällen kände föredraganden en mängd intrusivbergarter av typer, snarlika dem från Frostviken. Genomsättande den övre, kalkfyllitserien, hade alltså påträffats en hel del förekomster av leuco-trondhjemitisk typ och även många övergångar mot kali-natron-intermediära led liksom även övergångstyper mot gabbroida bergarter. Mot norska gränsen i SW träffas även rätt kalibetonade graniter. — Större delen av de sura bergarterna, intrusiva i de antiklinala partierna av den veckade kambro-siluriska skifferserien, närmast omgivna av de äldre sedimenten, borde enligt föredraganden även räknas till de sensiluriska intrusiven.

Av ordovicisk ålder äro en del keratofyriska lavabergarter, och även en del albit-graniter, eftersom sådana påträffats som bollar i konglomerat eller agglomerat. De äro mest av utpräglad natron-typ (ofta karakteriserade av moiree-albiter). Enstaka kali-natron-intermediära typer äro även kända. Basiska ytbergarter av ungefär samma ålder finnas även.

Ätminstone de flesta av de ultrabasisiska bergarterna äro mycket tidigt kaledoniska (antagl. gammalordoviciska) inom den Skandinaviska kaledoniska bergskedjan. Av motsvarande ålder tyckas peridotiterna i Serpentine-belt i Appalacherna vara, liksom en del i England.

I Norge är en del av de kaledoniska eruptivbergarterna väl kända genom V. M. GOLDSCHMIDTS arbeten samt dessutom Sulitelmafältet, Trondhjemsfältet och delvis Bergensfältet. Huvudtypen av intrusivbergarterna inom de centralnorska fjällen är opdalit-trondhjemitserien med variation från noriter över monzoniter till trondhjemiter (huvudtypen), vilka senare kunna karakteriseras som oligoklasgraniter. Som

sista led komma antagligen även normala graniter. De norska trondhjemitiska graniterna tyckas i regel vara mer Ca-betonade än motsvarande svenska typer. — Av ordovicisk ålder äro ytbergartskomplexen inom Sulitelmafältet, Trondhjemsfältet, Grongfältet och Bergensfältet. Hithörande bergarter karakteriseras mest av Na-betonade keratofyrer (eller kvarts-keratofyrer) och delvis av spilitiska basiska bergarter. De intrusiva bergarterna inom samma områden ha i regel även antagits vara likåldriga. Föredraganden uttryckte härom en förmodan, att de mesta av intrusiven vore att räkna som sensiluriska (fast intruderade i ordoviciska bergartsserier).

Ålderställningen av de stora granitmassiven utmed den norska kusten är ju osäker, men man kan anta att åtminstone en del av dem äro kaledoniska. De tyckas i regel vara mer kali-betonade än de centrala områdenas graniter.

Från Wales är en betydande vulkanverksamhet känd, börjande i undre Skiddavian med avslutning i övre Caradocian (Bala). Som typiska och väl kända skildras bergarterna från Skomer, Bodfean, Rhobell Fawr och Snowdon. Det är mest natron-ryolitiska och spilitiska basiska bergarter, effusiv och tuffer. I övre delen träffas, i Snowdon dominerande, ganska extremt kali-betonade, sura eruptivbergarter (och även motsvarande instrusiv).

Snarlik utbildning av ordovicisk vulkanverksamhet träffas även i Norra England. Här träffas även mycket intrusivbergarter av sensilurisk till tidig devonisk ålder, mest granodioriter till adamelliter, påminnande om förhållandena i Skottland.

Skottland har även på flera ställen ordovicisk eruptivverksamhet av mest dioritisk-andesitisk typ. Särskilt utpräglad är dock eruptivverksamheten under sensilurisk till tidig devonisk tid, mest beskriven under beteckningen »Newer Granites». Det är ofta mycket stora intrusivmassor av en svit kvartsdiorit-granodiorit-adamellit, men även hela differentiationsled från peridotiter till graniter. De flesta centra ha en huvudutbildning från tonaliter över granodioriter till adamelliter. En serie av satellitiska svärmar av porfyriter, natronfelsiter och lamprofyrer följer ofta med de stora granitintrusionerna.

En hel del av den eruptiva verksamheten räknas till undre devonen, d. v. s. Lower Old Red. Det är en mycket stor variation av bergartstyper. I Midland Valley förekomma t. ex. följande typer: ryoliter (inkl. natron-ryoliter), traktyter, daciter, biotit-, hornblende- och pyroxen-andesiter samt basalter som lavabergarter; felsiter, kvartsporfyriter, sura porfyriter, albitporfyriter, porfyriter, mikrodioriter, kersantiter och doleriter som gångbergarter, samt dioriter och granodioriter (delvis leuco-granodioriter) som djupbergarter.

Eruptivverksamheten i sensilurisk till underdevonisk tid i Skottland är pacifisk till sin huvudtyp, fastän spilitiska typer även förekomma. De äro mest oberörda av den kaledoniska regionalmetamorfosen, medan bland de s. k. Older Granites räknas dels prekambrika, dels en del äldre kaledoniska eruptiv, som äro förskiffrade och därför svåra att särskilja från de prekambrika bergarterna.

Norra delen av Appalacherna har en eruptivverksamhet, som mycket liknar den skotska och Nanshans. Bäst beskriven är den från New Hampshire och New Foundland. I ordovicium förekommer mycket Na-ryoliter, Na-trakyter, andesiter, basalter, tuffer och doleritiska gångar. Av devonisk ålder förekomma, förutom mera natron-betonade effusivbergarter, framförallt intrusivbergarter av pacifisk typ (mest granodioriter).

Intrusionsepoken tycks här vara något senare än i Europa ungefär motsvarande acadisk orogenes (gentemot huvudsakligen erisk i Europa). Även den ordoviciska kan vara något senare i Amerika.

Ural utmärkes även av livlig vulkanism i silur till underdevon med först basiska effusiv såsom diabaser, spilit, augitporfyriter, ofta mandelstenar och tuffer, samt därefter sura plagioklasporfyriter och natron-keratofyrer. Kvarts-albit-porfyrer förekomma också. Intrusioner av plagioklas-graniter äro vanliga. Med den silurisk-devoniska epoken skulle möjligen också gabbroperidotit-intrusionerna vara förenade.

Av föregående redogörelse framstå en del särdrag hos den kaledoniska eruptivverksamheten. Den tidigare delen, särskilt den ordoviciska, kännetecknas av en utpräglad natron- till spilit-karaktär, som inte blott utmärker ytbergarterna utan även gång- och djupbergarterna. Delvis har den s. k. spilittypen försökt förklaras genom s. k. albitisering, varav man dock i allmänhet ej haft något strukturellt eller inneralogiskt indicium. Det är särskilt för pillow-lavas man lancerat denna teori. Den utpräglade natronkaraktären kännetecknar dock alla bergartstyperna, likaväl de intrusiva som de extrusiva och utmärker så att säga alla magmatyperna, är alltså karakteristisk för hela differentiationssviten och beror ej på lokala omvandlingsföreteelser.

Den andra huvudepoken, den sensiluriska till underdevoniska, har delvis även spilit-karaktär, men är dock i huvudsak pacifisk till sin prägel med granodioriter som en typisk bergartsutveckling. I regel är den alltså mer Ca-betonad än den ordoviciska och påminner mycket om de alpin-pacifiska bergartssviterna och även om vår urgranit-svit (sveco-fennida epoken). Den extrema differentiationen av alkalierna hos de ordoviciska sura yteruptiven påminner å andra sidan delvis om förhållandena inom leptitformationen.

Mellan de tre huvudepokerna av pacifisk magmatyp d. v. s. den sveco-fennida, den kaledoniska och den alpina bergskedjetypen förekomma magmasviter av mera atlantisk typ, såsom våra yngre urbergsgraniter till rapakiwigraniter, som i sin tur rätt mycket påminna om de variskiska intrusiven.

Föredraganden hade närmast tänkt sig att den pacifiska typen uppkommit gneom djupare bergskedjerörelser med det eruptiva materialet hämtat från djupare snitt av jordskorpan, varvid den magmatiska aktiviteten fått mera det s. k. sima-skiktets kemiska karaktär, medan de andra orogena epokerna mest karakteriseras av atlantisk typ, beroende på materialets uppkomst ur andra delar av jordskorpan, till stor del från ytligare nivå, i huvudsak från redan förefintliga resistantgebit med sal-karaktär.

Den senare delen av de pacifiska epokernas delvis atlantiska bergartsprägel kunde bero på en uppsmältning av eller interferens med högre liggande delar, d. v. s. från det s. k. sal-skiktet.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr HOLMQUIST och J. EKLUND samt föredraganden.

Hr TROEDSSON redogjorde för En borrprofil genom kågerödsformationen vid Skromberga i Skåne.

Borrhålet, som bär nr 273 i Höganäsbolagets nya serie av kärnboringar och som hade avslutats för ett par dagar sedan, hade ansatts i nordöstra delen av Skrombergasynklinalen (läget är angivet å fig. 2 sid. 509 i detta häfte av Förhandlingarna) och nått ett djup av 104.62 m. En 2 dm vid, fullständig kärna hade upptagits. Denna visade följande profil:

		Till
Kvartär:	1. Lösa jordlager	2.90 m
Lias:	2. Basala lias, bestående av strömskiktade sandstenar, sandiga leror av vita, rostiga och blekgröna färger. Avdelningen är rik på kaolin och lerjärnsten. Nederst 0.38 m »taklera», i vilken floran med <i>Equisetites gracilis</i> och <i>Chladophlebis</i> hör hemma	10.02 m
Rät:	3. Övre flötsen, 0.09 m	10.11 m
	4. Lera och sandsten av växlande mäktighet	15.15 m
	5. Undre flötsen, 0.60 m	15.75 m
	6. Grå, fet lera (klinkerlera) samt kol, lera och sandsten i upprepad växling	19.46 m
Kågeröd:	7. Gröna, vita och röda, oskiktade leror, sandstenar och konglomerat	98.67 m
Silur:	8. Grön, brun och svart märelskiffer	104.62 m

I denna profil saknas typisk vallåkraformation. Det är dock ej otänkbart, att vallåkra representeras av den sandsten, som ligger överst i kågerödssviten.

Den senare, som i borrhålet har en mäktighet av 79.19 m, består överst av vit, konglomeratisk sandsten och därunder grågrön lera, som icke liknar vallåkralera. Därefter börjar, vid c:a 27 m, en 40 m mäktig serie av mestadels röda, sandiga och leriga lager, som underlagras av en konglomeratsvit, 12 m, av övervägande röd färg. Härunder komma företrädesvis sandstenar, ofta starkt leriga, särskilt mot botten, först vita med gröna och röda inslag till 85 m djup, sedan mera rent vita till 97 m. Därpå börjar färgen bli blekgrön, i början svag men sedan allt starkare, och underst, vid kontakten mot siluren, ligga små bitar av grönvittrad lerskiffer. Denna understa gröna avdelning är rik på små svavelkiskristaller.

Denna borrhning är den enda i NW Skåne hittills, som går från säkra rätiska lager igenom hela kågerödsformationen och ned i siluren. Det är ju vanligt, att en borrhning avbrytes, så fort man kommit ned i säkra kågerödslager, såvida man ej slutat ännu tidigare. Men några få äldre och nyare borrhål, som ansatts direkt i kågeröd, ha gått ned till siluren. Så var fallet vid Bälteberga (1876), där en 118 m djup brunn genomgick 22 m kvartär, 80 m kågeröd och 16 m silur, samt St. Haberga (1866), 2 km NO om bh 273, med 37 m kågerödslager och 19 m silur; den senare borrhningen har under de lösa jordlagren en skifferlera, som möjligen kan vara rätisk. I så fall skulle kågerödsformationen vara helt genomborrad och dess mäktighet alltså mindre än hälften så stor som i bh 273. Vid Tågarps mejeri har för några år sedan utförts en brunnsborrhning, som på 59 m träffat silurisk skiffer under kågerödslager. Slutligen kan i detta sammanhang nämnas, att kågerödslager antagligen helt saknas i Vilhelmsfältsborrhningen, där arkosartade sediment, påminnande om vallåkraformationen, komma direkt emellan rät och urberget. På samma sätt är det ovisst, om kågeröd är representerad vid Stabbarp, där ERDMANN med tvekan hänför till »keuper» en 6 m mäktig sandstensavdelning emellan rät och ordovicium.

Det är sålunda tydligt, att kågerödsformationen hastigt uttunnar emot NO eller Ö ifrån linjen Skälderviken—Skromberga. Föredr. hade tidigare i annat sammanhang visat, att denna uttunning är resultatet av en denudation: kågerödsformationen kan indelas i en undre konglomeratisk och sandig del och en övre, lerig. Endast den förra är tillgänglig och bevarad i de ovan omtalade borrhålen, medan den senare träffats i borrhningar närmare kusten, såsom vid Klappe, Högnäs, Hälsingborg, Raus, Köpinge, Kvistofta och Vallåkra. Vid Klappe borrades, som bekant 271 m i densamma, och korrelationsförsök mellan

olika borrhål tyda på att kågerödsformationen i dessa trakter kan ha en samlad mäktighet av omkring 500 m. En liknande byggnad, med konglomerat och uttunning i Ö samt finkorniga sediment och stor mäktighet i V, visar Hobyområdets kågerödsfält NNV om Lund, enl. vad föredr. kunnat konstatera vid en undersökning av området år 1935.

Bollarna i konglomeratbäddarna i bh 273 utgjordes av urberg (gnejs, granit och kvarts) och kambrisk sandsten. Silurisk skiffer är mycket sällsynt i kågerödslager och hade av föredr. tidigare iakttagits vid Nyhamnsläge och vid Kågeröd, på båda ställena i närheten av diabasgångar, som härdat skiffern. I bh 273 förekomma sådana skifferbitar endast vid själva kontakten mot siluren. Det är gröna, avrundade skivor, högst 3 å 4 cm i diameter, inbäddade i ett grönt skifferslam, vilket f. ö. bildar matrix ett par m upp ovanför kontakten mot siluren och är anledningen till den omtalade, blekgröna färgen. Vid samma kontakt hade träffats en oregelbundet rundad boll av grön, kalkhaltig kågerödssandsten och några kantrundade bollar av kvarts och kambrisk sandsten.

Den siluriska skiffern i bh 273 är i de allra översta 30 cm grön med röda fläckar. Sedan uppträda i det inre av bergarten bruna fläckar och skikt, som bli allt större nedåt. Vid 100—101 m blir färgen mörkbrun men skiktytorna äro fortfarande gröna. De nedersta 3—4 m är bergarten närmast svart och bituminös samt luktar vid slag som orsten. Skiffern är insprängd med svavelkis och är, utom i den vitttrade, övre delen, kalkhaltig. Bergarten är eljest tämligen likformig, fränsett ett par tunna skikt av vitaktig, fet och smidig, kaolinartad lera, som är kalkfri och genomsatt av glidytor. Skiffern innehåller en rik graptolitfauna, som ej hunnit genomarbetas. Lagren luta 2° — 3° . På en del skiktytor förekommer en räffling, parallell med lutningen. Här och var finnas förklyftningsprickor och förkastningar, som stå lodrätt eller luta 85° .

Siluren i denna borrhning är av intresse, då den ger oss en bild av den vittrade silurytan vid början av kågerödstid. Förekomsten av svavelkis och grön färg anger en reducerande miljö. Oxidation och reduktion tyckas f. ö. ha växlat både lokalt och vertikalt i kågerödsformationen, något som möjligen kan inge förhoppning om framtida fossilfynd i denna lagerserie.

Bland fossilen märkes *Monograptus priodon*, ett ledfossil för cyrtograptusskifferns undre del. I sydöstlig riktning härifrån består berggrunden vid Svalöv likaledes av cyrtograptusskiffer samt vid Stabbarp, under rät-lias, av ordovicium. I samma stråk ligger — NO om Svalöv — ordoviciumfältet vid Rävatofta. Å andra sidan ha vi yngre

silurlager, colonusskiffer, både NO (Ask—Kågeröd) och SV (Sireköpinge—Tågarp—Ottarp) om detta stråk, som tydligen markerar en antiklinal. På grund av att de stratigrafiskt bestämda punkterna ännu äro så få, är det omöjligt att avgöra antiklinalens verkliga strykningsriktning. Av intresse är emellertid, att siluren varit utsatt för tektoniska rörelser redan före kågerödstid, och att dessa rörelser i fråga om riktningen icke tyckas avvika väsentligt från de rörelser av rätisk ålder, som dominerat sedimenteringen i kolbäckenet.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr J. EKLUND och föredraganden.

Mötet den 6 oktober 1938.

Närvarande 43 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, meddelade, att sedan föregående möte Föreningens ledamot Gruvingenjören vid Jernkontoret, Bergsingenjör HARRY NATHORST avlidit samt föredrog följande minnesord:

HARRY NATHORST, som var son till den framstående geologen, polarforskaren och paleobotanisten A. G. NATHORST, föddes i Stockholm 1882. Han utexaminerades från Tekniska högskolan 1904. Efter olika bergstekniska uppdrag blev han 1906 gruvmätare vid A. B. Gellivare Malmfält i Malmberget och var åren 1908—1913 gruvingenjör där samt ledare för de gruvmekaniska anläggningarna och sovringsverket. Från sistnämnda år har han varit Jernkontorets gruvingenjör samt verkstäl- lande direktör för Margretelunds gruv A. B., 1916—1927, och för A. B. Bergsbyrån 1918—1923. Han har från trycket utgivit ett flertal uppsatser i olika tekniska ämnen. År 1918 uppfann han jämte Bergsingenjör HANS LUNDBERG en apparat för elektrisk malmletning, som var av stort värde för denna metods vidare utveckling. NATHORST var ledamot av Geologiska Föreningen sedan 1903. Vid Föreningens novembermöte 1919 höll han föredrag om elektrisk malmletning och dess praktiska resultat, och han har även i Förhandlingarna publicerat ett par uppsatser, den sista, som handlade om minerals och bergarters slaghållfasthet, år 1932. — Frid över hans minne!

Till ledamöter i Föreningen hade styrelsen invalt: Direktören för Danmarks Geologiske Undersøgelse Dr Phil. HILMAR ØDUM, Dr Phil. KAJ HANSEN, Köpenhamn, och Fil. Stud. ARNE KLEMENTSSON, Lund, föreslagna av Hr TROEDSSON, Läroverksadjunkten J. G. CARLSSON, Göteborg, föreslagen av Hrr HÄGG och TROEDSSON, samt Rektor S. J. BJURULF, Jönköping, föreslagen av Hrr ERIK NILSSON och VON POST.

Föreningen hade sänt en telegrafisk hälsning till Prof. H. BACKLUND, Uppsala, på hans 60-årsdag den 3 september.

En tackskrivelse hade ingått från Hr BACKLUND.

Föreningen hade vidare genom ordföranden och sekreteraren uppvak-
tat Prof. G. DE GEER på hans 80-årsdag den 2 oktober, varvid ord-
föranden till jubilaren riktade följande ord:

Herr Professor GERARD DE GEER!

Från Geologiska Föreningen i Stockholm har jag äran framföra de varmaste lyckönskningar på Eder 80-årsdag. År 1918, då Föreningen hyllade Eder på 60-årsdagen genom att tillägna Eder ett häfte av sina Förhandlingar såsom festskrift, framhöll dåvarande Ordföranden, Statsgeologen FREDRIK SVENONIUS, bl. a., att ingen annan av Föreningens ledamöter så flitigt som Ni bidragit till Förhandlingarna genom uppsatser, föredrag och diskussionsinlägg. Vi kunna nu endast konstatera detta underbara, att det under ytterligare 20 år förunnats Eder att med obrutna krafter fortsätta Edert vetenskapliga arbete, och att Edert intresse för Föreningen under denna tid varit oförminskat. Som bevis härför behöver jag endast erinra om, att Ni senast i somras vid det av Föreningen anordnade Nordiska Geologmötet jämte Er trogna maka lett en kvartärgeologisk exkursion genom Stockholmstrakten. Som ett svagt uttryck för den stora tacksamhet Föreningen är Eder skyldig för den tid och de krafter Ni ägnat Föreningen under alla de 60 år Ni tillhört densamma såsom ledamot, därav i fyra perioder såsom ordförande, ber jag att få överlämna dessa förgängliga blommor. Ett mera oförgämligt äreminne har Ni själv rest åt Eder genom Eder vetenskapliga gärning, dokumenterad bl. a. genom Edra många bidrag till Föreningens Förhandlingar.

En tackskrivelse har ingått från Prof. DE GEER.

Som bidrag till fortsatt utgivande av Förhandlingarna under år 1938 hade Föreningen erhållit begärt statsanslag å 1 700 kr.



Följande skrivelser hade ingått:

Hr. Statsgeolog R. Sandegren

Ordfører i Geologisk Forening i Stockholm.

Fra oss her i N. G. U. som deltok i det 3:dje Nordiska Geologmøtet sendes Dem vår beste takk for alt hvad vi fik se og lære og for den hjertelige mottagelse som Dere alle viste oss.

Med beste hilsen

CARL BUGGE.

Geologiska Föreningen i Stockholm,

Stockholm 50.

Geologiska Sällskapet i Finland får genom oss framföra sin stora tacksamhet till Geologiska Föreningen i Stockholm för anordnandet av det 3. Nordiska Geologmötet och dess exkursioner, i vilka en stor del av vårt sällskaps medlemmar hade tillfälle att deltaga. Från dessa exkursioner ha de hemfört synnerligen angenäma minnen av älskvärd gästfrihet. De ha fått tillfälle till samvaro och möjlighet att stifta personlig bekantskap med nordiska geologer samt lärt sig att betrakta dem som vänner. De ha fått del av mycket av de nyare vinningarna i Sveriges geologi och lärt sig hysa aktning för det mönstergilla sätt, på vilket det teoretiskt såväl som praktiskt geologiska arbetet i Sverige genomförts. Deras tacksamhet riktar sig framför allt till de kolleger, som åtagit sig och på ett utmärkt sätt genomfört anordnandet och ledningen av exkursionerna, till dem som hållit föredrag och till dem som genom sina personliga insatser och diskussioner under mötesveckorna bidragit till deltagarnes vetenskapliga förkovran och personliga trevnad.

Samtidigt som Geologiska Sällskapet i Finland tackar Geologiska Föreningen i Stockholm för geologmötet, som på ett betydande sätt bidragit ej blott till samarbetet mellan de nordiska länderna på geologiens område utan i sin mån helt visst också till samförståndet mellan folken, vågar den uttala förhoppningen att i en ej avlägsen framtid få återgälda sin tacksamhetsskuld genom att anordna ett geologiskt möte och exkursioner i Finland.

Å Geologiska Sällskapet i Finland vägnar

ERKKI MIKKOLA,
ordförande.

TH. G. SAHAMA,
sekreterare.

Ordföranden yttrade vidare:

Det är en stor glädje att från de utländska deltagarna mottaga sådana uttryck för uppskattning av sommarens geologmöte. För att detta blev så lyckat, som det blev, har emellertid Föreningen att tacka icke blott arrangörer, exkursionsledare och föredragshållare utan även en hel rad kommuner, bolag och enskilda personer runt om ute i landet, som visat tillmötesgående genom storslagen gästfrihet och genom värdefull hjälp på en mängd olika sätt. Till alla dessa ha tackskrivelser från Föreningen utgått. Till de vid mötet personligen närvarande, som bidragit till genomförande av geologmötet, bad ordf. att muntligen få frambära Föreningens tack. Slutligen riktade han ett varmt tack till geologmötets generalsekreterare, Hr VON ECKERMANN, för allt det personliga arbete han nedlagt på mötets organisation och som bar vittne om hans varma intresse för Föreningen.

Fil. lic. STEN FLORIN höll ett av talrika kartor, diagram och ljusbilder belyst föredrag om De baltiska strandlinjebildningarna och stenåldersboplatsen vid Dammstugan i sydvästra Södermanland. En uppsats i ämnet kommer att inflyta i ett följande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr DE GEER och VON POST.

Geolognytt.

Till den efter ERIK GRANLUND lediga statsgeologbefattningen hade vid ansökningstidens utgång den 7 maj inkommit ansökningar från e. o. geologerna vid Sveriges geologiska undersökning fil. dr GUNNAR EKSTRÖM, doc. SVEN HJELMQVIST, doc. OSKAR KULLING och fil. lic. PER THORSLUND, e. geologerna fil. dr TORSTEN DU RIETZ och fil. lic. FOLKE RENGMARK, docenten vid Uppsala universitet fil. dr T. KROKSTRÖM samt geologen vid Bolidens Gruvaktiebolag fil. lic. och dr ing. O. ÖDMAN.

I sitt utlåtande den 22 september har Sveriges geologiska undersökning till innehavare av tjänsten föreslagit dr GUNNAR EKSTRÖM, som även i konselj den 28 oktober utnämnts till statsgeolog.

På sin 80-årsdag den 2 oktober uppvaktades professor GERARD DE GEER av en deputation från Stockholms högskola, som överlämnade en av omkring 700 personer undertecknad hyllningsadress, åtföljd av »GERARD DE GEERS stipendiefond för kvartärgeologisk forskning». Fonden, som f. n. uppgår till över 21 000 kronor, är en gåva till Stockholms högskola, men avkastningen skall av DE GEER åtnjutas under hans livstid.

Samtidigt överlämnades av lärare och elever vid Stockholms högskolas geologiska institut en »Hyllningsskrift till GERARD DE GEER», bestående av sid. 327—524 av föreliggande häfte av Geologiska Föreningens Förhandlingar. (Se även sid. 551 detta häfte.)

Doc. F. ENQUIST har utnämnts till professor i geografi vid Göteborgs högskola.

Den nye innehavaren av Skogshögskolans professur i marklära, professor OLOF TAMM installerades i sitt ämbete den 17 oktober med en föreläsning över »Humusbeståndets betydelse för skogen på en svensk tallmo».

Danmarks geologiske Undersøgelse har lämnat sin gamla lokaler vid Gammel Mønt och inflyttat i Gjentofte forna rådhus vid Raadhusvej, Charlottenlund, postadress: Charlottenlund, Danmark. Den 26 sept. invigdes de nya lokalerna med en enkel festlighet samtidigt med firandet av Undersøgelsens 50-årsjubileum.

Afdelingsgeolog cand. mag. SIGURD HANSEN är från den 1 september utnämnd till statsgeolog vid Danmarks geologiske Undersøgelse.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 60.

HÄFT. 4.

N:o 415

Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1937.

Rédigée par

R. SANDEGREN.

Pour faire la littérature géologique suédoise plus accessible la Société géologique de Stockholm publie depuis l'an 1927 des revues annuelles de résumés en allemand, en anglais ou en français de cette littérature. Les revues sont introduites annuellement dans le IV^{ième} numéro de »Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar» et ont pour but d'être des bibliographies complètes de la littérature géologique suédoise.

Le principe pour la rédaction des résumés est le suivant: des travaux publiés en langues internationales et des œuvres avec des résumés détaillés dans une telle langue sont traités très sommairement, tandis que des œuvres d'intérêt aussi pour des géologues non scandinaves et qui sont publiés dans la langue suédoise seulement, sont résumés plus en détail. Des exposés populaires et des articles qui ne contiennent pas de nouveaux faits scientifiques n'y sont pas rapportés. De tels articles sont pourvus ci-dessous avec un astérisque (*) devant le titre.

On peut obtenir séparément les revues annuelles au prix de 3 kr. la pièce chez Geologiska Föreningen, Stockholm 50, Suède.

Table de matières.

	Pages.
Géologie régionale.....	556
Géologie générale et dynamique.....	561
Minéralogie et cristallographie.....	563
Minéraux.....	565
Géologie appliquée.....	567
Géologie des formations préquaternaires:	
Géologie et pétrographie des roches cristallines.....	569
Géologie et pétrographie des formations postarchéennes.....	572
Paléophytologie.....	574
Paléozoologie.....	575
Géologie quaternaire:	
Dépôts et phénomènes glaciaux.....	577
Géochronologie.....	579
Variations de niveau.....	579
Biogéologie.....	581
Etude des sols et Géologie agricole.....	585
Données biographiques.....	588
Miscellanées.....	589

Géologie régionale.

AHLMANN, HANS W:SON, Den svensk-isländska Vatnajökull-expeditionen (*The Swedish-Icelandic Investigations of Vatnajökull*). — Sthlm, Ymer 1937, pp. 1—28, 13 text-figs, 3 plates.

AHLMANN, H. W:SON and THORARINSSON, SIGURDUR, *Object, Resources and General Progress of the Swedish-Icelandic Investigations* (of Vatnajökull 1936—37). — Sthlm Geogr. ann. 1937, pp. 146—160, 6 text-figs.

The primary object of the expedition was to gain some first-hand knowledge of the glaciological regime of Vatnajökull. Equipment and provisions for five men for two weeks. Instead of Iceland ponies arctic dogs were selected, and to these four dogs a sled of Nansen type. Four »pulkas» of the Swedish Rimfors type were hauled by the men. At night the sleds were used for beds in tents. The tents were of a new type with sloping ridge poles, and very practical under arctic conditions. Beds were raised at least two dm above the floor and had rubber mattresses of pneumatic type. Hickory skis of Norwegian cross-country type. The distance travelled was measured by a road-meter. For the first time vacuum-dried mixtures of cooked meat and vegetables were used. At more than twenty camps, April 26—June 13 1936, pits were dug in which accumulation down to the ash layer of 1934 and the stratification of snow could be observed. After that followed a continuation of the observations from August 15th, 1936, to June 20th, 1937, and the investigations in the summer of 1937 by S. THORARINSSON. At the end of the paper, a plan of publication of the scientific results is given. The first four chapters will be followed by six others. C. G. Wenner.

*ASKLUND, BROR, Huru naturen danat Östergötland (*Wie die Natur Östergötland geschaffen hat*). — Hembygdsboken Östergötland, Uppsala 1937.

BACKLUND, HELGE G., *Der postkaledonische paläozoische Vulkanismus in Ost-Grönland*. — Stuttgart, Geol. Rundschau, Bd 28, 1937, S. 407—412.

BACKLUND, HELGE G., *Sur quelques roches éruptives de la série basaltique de la Côte orientale du Groenland*. — C. R. Ac. Sc. Paris. Juin 1937, 2 pp.

BJÖRNSSON, SVEN, Sommen—Åsunden-området. En geomorfologisk studie (*Das Sommen—Åsunden Gebiet. Eine geomorphologische Untersuchung*). — Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. IV, 234 S. 89 Textfig. 5 Tafeln. Lund 1937.

BJÖRNSSON, SVEN, Tektonik och landformer kring sjöarna Sommen och Åsunden (*Tektonik und Landschaftsbildung im Gebiet des Sommen- und des Åsundensees*). — Lund, Sv. Geogr. Arsb. 1937, S. 119—139, 10 Textfig., Deutsche Zusammenfassung S. 136—139.

Nach ASKLUNDS Methoden wird das Alter der Spaltensysteme berechnet, indem ihr Verhältnis zu Gesteinsarten verschiedenen Alters untersucht wurde, vor allem zu jotnischen Diabasgängen und zur Almesåkraformation. Die ältesten Spalten haben eine nordwestliche Richtung und sind in subjotnischer Zeit als Tensionspalten gebildet worden. Zur selben Zeit wurden westnordwestliche Spalten unter gleichzeitiger Auslösung von horizontalen Verschiebungen gebildet, und mit vertikal gestellten in N 10° W—N 10° O laufenden Spalten bilden sie ein Mohr'sches Systempaar. Eine zweite Periode tektonischer Aktivität geschah in jotnischer bis postjotnischer Zeit. Unter einer von SSW ausgehenden Beanspruchung wurde diese Epoche mit einer kräftigen Aufspaltung des Berggrundes eingeleitet. Nordnordöstliche und nordöstliche Spalten bilden ein Systempaar und an den ersterwähnten fanden Blockverschiebungen statt. In nordöstlichen Spalten drangen

Diabasmagmen empor. Die Almesåkraformation wurde in dieser Zeit gefaltet und weitere Beanspruchungen ergaben verschiedene, hier nicht angegebene Bewegungen des Berggrundes. Eine dritte Orogenepoche traf vermutlich in Perm ein. Bei dieser Bewegung wurden die Blöcke gegen die Gleitzone umgekippt, weil die Abfallflächen früherer Überschiebungsflächen schwach gebogen waren. Durch diese Verwerfungen sind die Sommen- und Åsundensenken gebildet. Bergblöcke sind an früheren Überschiebungsflächen hinuntergeglitten zu gleicher Zeit als durch Verwerfungen andere Blöcke eingesenkt und nach NO eingekippt wurden. Verf. vermutet, die Östgötaebene ist gleichzeitig und bei gleichen Druckverhältnissen eingesenkt.

C. G. Wenner.

BROUWER, H. A., *Über metamorphe Gesteine am Torne Tråsk (Lapland)*. — Proc. kon. Ak. v. Wetensch. Amsterdam, 40, 1937, S. 414—421, 1 Textfig. Auch als: Meded. N:o 71 v. h. Geol. inst. d. Univ. v. Amsterdam, 19 S., 1937.

Der Verf. untersuchte Gesteine, welche von ihm während einer Reise im Sommer 1936 gesammelt wurden. Die Ergebnisse werden kurz mitgeteilt. Der Verf. konnte in einem Teil der deformierten, überschobenen Glimmerschiefer am Ostabhang des Nuolja eine ältere, konstruktive, kaledonische oder präkaledonische und eine jüngere, destruktive, kaledonische Dynamometamorphose unterscheiden. Im westlichen Teil des Gebirges, südlich vom Torne Tråsk, beobachtete der Verf. zwischen den Hochgebirgsbildungen und dem Grundgebirge rein klastische Gesteine, und zwar vorwiegend Arkosen und Schiefer. Die ebenfalls kaledonisch dynamometamorph umgewandelten Hartschiefer liegen höher als die rein klastischen Gesteine, gleichwohl konnte ein einigermaßen bedeutender Altersunterschied zwischen den sedimentären Hartschiefern und den rein klastischen Sedimenten nicht nachgewiesen werden.

J. F. Stenhuis in Geol. Zentralbl.

FRÖDIN, JOHN, *En resa genom östra Turkiet 1936 (Eine Reise durch die östliche Türkei 1936)*. — Sthlm, Ymer, 1937, S. 169—198, 18 Textfig.

FRÖDIN, JOHN, *La morphologie de la Turquie sud-est.* — Sthlm, Geogr. ann. 1937, pp. 1—29, 20 text-fig.

GRANLUND, ERIK, *Den Västerbottenska landskapsbilderna (Die Landschaft Västerbottens, Nordschweden)*. — Sthlm, Sv. Turistfören:s årsskr. 1937, S. 41—78, 2 Textfig.

Der Verfasser, der zehn Jahre in Västerbotten gearbeitet hat, folgt der Eisaberschmelzung gegen das Hochgebirge und findet alle charakteristischen schwedischen Naturtypen wieder: die Strandzone der Küste, das schwach undulierte Gebiet der Küste zwischen flachen und breiten Flusstälern, grosse Wald- und Mooregebiete durch Flüsse tief erodiert, ebene Vorländer mit grossen Seen und endlich das Hochgebirge mit vierzehn Gletschern. Die Drumlinlandschaft ist nach GRANLUND unter einem im Wasser fliessenden Landeise gebildet. Toteismoräne, Eisseen, Landhebung und Siedlung sind gleichfalls etwas ausführlicher behandelt.

C. G. Wenner.

KRISTOFFERSSON, ANNA, *Det sörmölandska landskapet. En regionalgeografisk studie (Södermanland. Eine regionalgeographische Untersuchung)*. — Lund, Sv. Geogr. Årsb. 1937, S. 51—90, 11 Textfig. Deutsche Zusammenfassung S. 89—90.

Diese übersichtlich regionalgeographische Untersuchung behandelt die Urgebirgspeneplain und die Verbreitung der Meeresablagerungen. Dann folgt der wesentlichste Teil des Aufsatzes, Siedlung und Wirtschaft in der Provinz Södermanland als geographische Einheit.

C. G. Wenner.

LJUNGNER, ERIK, *De större landformerna i mellersta Bohusläns gnejsområde (Die grösseren Landformen des Gneisgebietes im mittleren Bohuslän, Schweden)*. — Geografdagarna i Göteborg 1937, S. 54—58, 2 Textfig., Gbg 1937.

Der Verfasser gibt hier eine kurze Zusammenfassung von der mittelbohusländischen Spaltentektonik und Morphologie, ausführlicher im Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXI, behandelt.
C. G. Wenner.

LUNDQVIST, G., Sjösediment från Rogenområdet i Härjedalen (*Binnen-seesedimente aus dem Rogengebiet in Härjedalen*). — Sthlm, S. G. U., Ser. C, N:o 408 [= Årsbok 31 (1937) N:o 4], 1937, 90 S., 32 Textfig. Deutsche Zusammenfassung S. 67—68.

In topographischer Beziehung ist das Rogengebiet s. str. unik: eine verwirrende Menge von kleinen Seen geschieden durch scharfe Moränenrücken. Diese Rücken sind früher Endmoränen genannt, hier aber als Spaltenergänzungen erklärt. Beweis: die horizontale Lage der Gegend unmittelbar an der Eisscheide. Die Seen sind auf folgende Gruppen verteilt: das höhere Gebirgsgebiet, das Kleinseegebiet, die Hochebeneseen, der Rogensee und die Flussseen. Die Sedimente dieser Seen sind nach meinen früheren beschriebenen Methoden strukturanalysiert worden und die Verteilung der Elemente studiert. Alle Sedimenttypen kommen ganz regelmässig stromabwärts in dem Flusssystemen vor. Von speziellem Interesse ist das Kleinseegebiet: ein ausgebreitetes Wasserscheidegebiet, in dem myxophycéenreiche, mineralkornarme Sedimente typisch sind.
G. Lundqvist.

LUNDQVIST, G. och HJELMQVIST, S., Beskrivning till kartbladet Smedjebacken (*Erläuterung zum Kartenblatt Smedjebacken*). — S. G. U., Ser. Aa, N:o 181, 129 S. 44 Textfig., 2 Karten, Sthlm 1937.

Mit Ausnahme einiger jüngeren Diabasgänge gehören die Gesteine des Blattes Smedjebacken zum Grundgebirge. Die Ausbildung des letzteren ist in der westlichen und der östlichen Hälfte des Gebietes verschieden. Im Westen ist die Leptitformation normal entwickelt und besteht aus vulkanischen Ergussgesteinen und Tuffen mit eingeschalteten Kalken und Erzen sowie einem oberen Horizont aus Grauwacken und Schiefen. Im Osten setzt sich diese Formation aus verhältnismässig groben Sedimentgesteinen zusammen, die freilich mit vulkanischem Material untermengt sind, im wesentlichen aber aus Glimmerquarziten, Glimmerschiefern und Sedimentgneisen bestehen. Erze und Kalksteine fehlen hier ganz. Diese Formation, die als eine mächtige Flyschbildung aufzufassen ist, hat einen besonderen Namen erhalten: die Larsboserie. Die Leptitformation wird von Intrusivgesteinen durchsetzt, die zur Urgranitgruppe gehören. Sie haben sehr wechselnde Ausbildung und strecken sich von ultrabasischen bis zu sauren Typen. Die Zusammensetzung der Urgranite zeigt oft eine deutliche Abhängigkeit von dem umgebenden älteren Gestein. Im Südteil des Kartengebietes treten einige kleine Massive von jüngerem Granit (von Stockholm-Typus) auf. Älter als dieser sind vereinzelte Amphibolitgänge. Jüngeren Alters endlich sind die postarchaischen Diabasgänge. Im westlichen Teil des Kartengebietes finden sich mehrere Eisenerzvorkommen, unter denen die Kalk- und Skarneisenerze von Nyberget, die manganhaltigen Skarneisenerze von Stollberg und der Hillängsgrube sowie die quarzigen Eisenerze von Haksberg die wichtigsten sind. Auch Sulfiderze mit Blei, Zink und Kupfer kommen vor, wie besonders im Grubenbezirk von Väster-Silvberg. Im Zusammenhang mit der Sulfiderzbildung wurden die Gesteine der Leptitformation über weite Strecken umgewandelt, wobei Cordierit-, Granat- und Anthophyllitführende Quarzite entstanden.

In kvartärgeologischer Beziehung schliesst sich dieses Kartenblatt den naheliegenden (Malingsbo, Nya Kopparberget und Grängesberg) an. Die Moränentypen und dessen Korngrößen, Blockgehalt und Geschiebeart werden näher analysiert. Auch die anderen minerogenen Bodenarten sind so behandelt. Ein besonderes Interesse ist den sog. Blocksenken geeignet. Sie sind ebene Blockmassen, die gewisse flache Senken in blockreichen Strichen einnehmen. Die Lagerfolge dieser Senken zeigt, dass sie von der Frostwirkung gebildet wurde: grosse Blöcke an der Oberfläche und darunter immer kleinere. Mechanische Analyse der unterliegenden Bodenart zeigt, dass dieser immer sehr feinkörnig und also »wasserdicht« ist. Dadurch wird die Arbeit des Frostes ermöglicht. Die Abschmelzung des Landeises wird u. a. mit Hilfe einer Detailkarte von einem Gebiet mit marginalen Schmelzwasserrinnen diskutiert. Einige Moore, u. a. mit einem Pollendiagramm und einem

Fund aus der Ganggräberzeit, werden besprochen. Zum Schluss ist hier eine Tabelle mit 149 mechanischen Analysen der minerogenen Bodenarten gegeben.

S. *Hjelmqvist* und G. *Lundqvist*.

NORDENSKJÖLD, CARL ERIK, Några sjötyper i Kalmar län (*Einige Seentypen in Kalmar Län*). — Lund, Sv. Geogr. Årsb. 1937, S. 109—118, 6 Textfig., 1 Tafel, Deutsche Zusammenfassung S. 117—118.

Der Verfasser hat sechs Seen im östlichen Teil von Südschweden gelotet und diskutiert ihre Typen. Sie veranschaulichen Ackumulation (z. B. Hultnässjön), Erosion (der Spaltentalsee Tvingen) und Tektonik (z. B. der grösste Teil der 61 m tiefe Humeln).

G. *Lundqvist*.

NORIN, ERIK, *Geology of Western Qurug Tagh, Eastern T'ien-Shan*. — Rep. fr. the Scient. Exp. to the North-Western Prov. of China under lead. of Dr Sven Hedin. — The Sino-Swedish Expedition. III. Geology. 1, XV + 195 pp., 19 text-figs., 48 plates, Sthlm 1937.

OLIVECRONA, EVA, Ravinerna i Gustafs enligt äldre lantmäterikartor (*Die Schluchten bei Gustafs nach älteren Feldmesserkarten*). — Sthlm, Ymer, 1937, S. 315—326, 1 Tafel. Deutsche Zusammenfassung S. 325—326.

Die Schluffebene bei Gustafs am Dalälven ist durch Schluchten sehr zerschnitten. Die Ursache zur Schluchtbildung ist zum grossen Teil das Oberflächenwasser das nach Beschädigung der Vegetation (u. a. durch Abbrennen) in Gräben, Pflugfurchen etc. kräftiger erodiert. Durch Kartenstudien ist nun gezeigt, dass die Schluchten im östlichen (stromabwärts liegenden) Teil des Gebiets älter sind. Durch die Neubildungen im westlichen Teil ist man gezwungen Bauernhöfe, Wege u. s. w. zu verlegen.

G. *Lundqvist*.

VON POST, LENNART, Svea älv, Göta älv och Dana älv jämte vägvägar för besökande vid Sveafallen (*Svea älv, Göta älv und Dana älv nebst Führer für Besucher der Sveafälle*). — Sv. Turistfören. Publ. Nr. 640, 64 S., 24 Textfig., Sthlm 1937.

Eine gemeinverständliche Übersicht unserer jetzigen Kenntnis von Schweden während der Ancycluszeit. Die komplizierte Entwicklungsgeschichte des baltischen und des Vänern-Beckens, die Morphologie des Vargö-Gebietes und des Gebietes der Sveafälle, der nördliche Abfluss des Ancyclussees, werden geschildert. Gute Illustrationen erhöhen den Wert dieses geologischen Führers.

R. *Sandegren*.

SANDEGREN, E., Ovanåkers sockens geologi (*Die Geologie des Kirchspiel Ovanåker*). — In: JOHANSSON, O., Ovanåker. En norrlandssockens öden genom seklerna. S. 32—60, 15 Textfig., Bollnäs 1937.

Eine gemeinverständliche Übersicht der Geologie des im südwestlichen Teil der Provinz Helsingland gelegenen Gebietes. Der Untergrund der quartären Ablagerungen besteht aus archaischen Gneisen und Gneisgraniten mit im grossen nordwest—südostgerichteten Streichen. Die Moräne ist ausserordentlich grossblockig. Riesenblöcke mit einem Durchmesser von 5 bis 10 m sind sehr häufig. Die Dimensionen des grössten bekannten Geschiebe sind $45 \times 20 \times 12$ m. Die höchste spätglaziale Küstenlinie liegt 228 m über der jetzigen Meeresoberfläche. Das grosse west-östliche Tal, in dem jetzt der Fluss Voxnan fliesst, war damals ein breiter Fjord. Als das Inlandeis den westlichen Teil des Gebietes noch bedeckte, entstand ein Eisstausee in einem Nebental auf der Südseite des Haupttales. Beim Rückzug des Eises nach Nordwesten entleerte der Stausee sich ins Haupttal. Der frühere Abfluss des Stausees ist jetzt als stattliche, 4 km lange, tote Flussfurche zu sehen. Durch ein Pollendiagramm einer Bohrung durch Torf und postglaziale Flusssedimente im Voxnataal wird die nahezeitliche Entwicklung der Vegetation und des Klimas des Gebietes geklärt. Während der postglazialen Wärmezeit wuchsen hier z. B. Hasel, Ulme und Linde. Die beiden ersten sind jetzt verschwunden, die letztere kommt noch spärlich als Relikt vor.

R. *Sandegren*.

SANDEGREN, R. och MAGNUSSON, N. H., *Beskrivning till kartbladet Fors-haga (Erläuterung zum Kartenblatt Forshaga)*. — S. G. U., Ser. Aa, N:o 179, 117 S., 36 Textfig., 2 Karten, Sthlm 1937.

Das Gebiet liegt nördlich des Vänern in einer Gegend, wo die südvärmländische Ebene in die centralvärmländische coupierete und seenreiche Landschaft übergeht. Der Untergrund besteht aus archaischen Gneisen, die zum grossen südwestschwedisches Gneisgebiet gehören. Im östlichen Teil des Blattes enthält der Gneis Intrusionen von jüngeren archaischen Hyperiten. Im Osten sind die Gneise zum grossen Teil granitisch, aber es kommen auch feinkörnige Typen, die sog. Hammaröformation, vor. Diese wird als suprakrustale Bildung betrachtet, ist aber nicht identisch mit der eisenführenden Leptitformation, die in diesem Gebiete nicht gefunden ist. Im Westen herrschen stark zusammengefaltete Schlierengneise von wechselnder chemischer Zusammensetzung vor. Zwischen diesen zwei Gneiskomplexen ist eine Zone von mylonitisertem Granit eingeschaltet, die nach Norden an Breite zunimmt und nördlich des Kartengebietes im westlichen Värmland und südöstlichen Norwegen eine grosse Verbreitung hat. Tektonisch repräsentiert die Mylonitzone ein Stück der Erdkruste, das durch Druck zwischen zwei Gneiskomplexen vom westen nach unten zusammengefaltet wurde, indem der westliche Gneiskomplex gegen den östlichen überschoben wurde.

Während der Eiszeit bewegte sich das Inlandeis in dieser Gegend in nordsüdlicher Richtung. Die jährliche Rezession des Eisrandes während der Abschmelzungsperiode beträgt, nach dem Vorkommen sogenannter Jahresmoränen zu urteilen, 160—190 m. Unter den glazifluvialen Ablagerungen kommen sowohl radiale Ose als auch Querose, die gewisse Stillstandperioden des Eisrandes registrieren, vor. Die Verbreitung der verschiedenen Gesteine als Geschiebe in Moräne und Oskies wird durch Geschiebezählungen illustriert. Die höchste spätglaziale Küstenlinie liegt 182 bis 188.5 m über der jetzigen Meeresoberfläche. Zehn jüngere spät- und postglaziale Uferlinien registrieren verschiedene Stadien der Landhebung und die dadurch bedingte Überkippung des Vänernbeckens nach Süden. Der grosse Fluss Klarälven durchfliesst das Gebiet in südlicher Richtung. Die Flussandablagerungen sind eingehend studiert. Durch pollenanalytische Untersuchung von Mooren und Sedimenten in verschiedener Höhe werden sowohl die successive Verschiebung der Flussmündung und die Einwanderung der Flora in Verhältnis zur Niveauveränderung wie auch die postglazialen Klimaveränderungen festgestellt.

R. Sandegren.

SANDELL, ARNE, *Djupsjön—Flatsjön, ett par sjöbäckar inom Dalformationen och några synpunkter på deras genes (Djupsjön—Flatsjön, ein Paar Seebecken in der Dalformation und einige Gesichtspunkte über ihre Genese)*. — Lund, Sv. Geogr. Årsb. 1937, S. 140—145, 5 Textfig. Deutsche Zusammenfassung S. 145.

Zwei einander ganz verschiedene Seebecken werden beschrieben. Djupsjön ist 70.5 m tief und liegt auf einer Bruch- und Verwerfungszone. Auf derselben liegt auch Flatsjön, dessen Tiefe aber nur 19 m ist. In diesem Teil ist also der Verwerfung weniger intensiv und die Bruchzone vom Landeseis nicht so stark ausgeräumt.

G. Lundqvist.

THORARINSSON, SIGURDUR, *The Main Geological and Topographical Features of Iceland*. — Sthlm, Geogr. ann. 1937, pp. 161—175, 11 text-figs.

THUNMARK, SVEN, *Über die regionale Limnologie von Südschweden*. — Sthlm, S. G. U., Ser. C, N:o 410 [= Årsbok 31 (1937), N:o 6, 1937, 160 S., 45 Textfig., 1 Tafel, 2 Tabellen.

Die Arbeit ist eine Besprechung der Ergebnisse, die bei der sog. Seerzrekognosierung in Südschweden (von THUNMARK organisiert und geleitet) 1935 und 1936 gewonnen sind. Die angetroffenen Eisenablagerungen sind Seerz, Seeocker, Sumpferz und Sumpfocker. Die erstgenannten sind von 1) kugelförmiger Form, 2) regelmässiger Scheibenform und 3) unregelmässiger, eckiger Scheiben- oder Stückform. Karten zeigen die bekannten Seerzfundorte vor und nach der Seerzinventierung. Die früheren (von NAUMANN und LUNDQVIST publizierten) waren

hauptsächlich nach dem Mutungsmaterial zusammengestellt und zeigten einen ganz markierten Verbreitungstypus. Leider war dieser ganz falsch, was die neuen Fundstätten der Seerzrekognoszierung zeigen. Die Eisenablagerungen kommen nämlich in den meisten Seen Südschwedens mit Ausnahme von den Dyseen vor. Bei den Feldarbeiten sind auch andere Faktoren untersucht: Transparenz, Seefarbe, Wasserfarbe, (Anzahl 0.01 mg Methylorange im Liter Probewasser), Oxydierbarkeit (Kaliumpermanganatverbrauch in lmg), pH (kolorimetrisch nach die Methode von SÖRENSEN) und Leitfähigkeit. Von Interesse ist, dass gewisse Faktoren eine regionale Variation zeigen, die sich an meine früheren Sedimentkarten anschliessen, also eine Korrelation zur Geologie haben. G. Lundqvist.

TING, S., *The Coastal Configuration of Western Scotland*. — Sthlm, Geogr. ann. 1937, pp. 62—83, 7 text-figs.

Géologie générale et dynamique.

BERGLUND, T., HULTGREN, A., och PHRAGMÉN, G., Mätning av kornstorlek i metaller; en ny kornstorleksskala (*Measuring the size of grain in metals; a new scale for grain-size*). — Sthlm, Jernkont. ann. 1937, pp. 579—602, 29 text-figs., English summ. pp. 600—602.

A metallographic method which may prove of interest also to those who study grain-size in rocks and ores. A classification is based on section area, the steps of the grain-size series forming a geometrical series with a ratio of 2. Distribution curves are drawn up, the ordinates representing the total area occupied by all grains that belong to each class. The curve maximum represents what is called by the authors the «leading grain-size». P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

DU RIETZ, Recenta förkastningar eller sprickbildningar i Västerbottensfjällen (*Rezente Verwerfungen oder Spaltenbildungen in den Gebirgen von Västerbotten*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 112—114, 4 Textfig.

Beobachtung einiger bis 20 m tiefe und 1 m breite Spalten in Kalkphyllit, die wahrscheinlich nach der Eiszeit entstanden sind. R. Sandegren.

GAVELIN, AXEL, *Summary Report of the Researches in Sweden on Volcanic and related Phenomena during the period 1933—1936*. — Bull. volcanologique, Sér. II, T. I, pp. 117—118, Napoli 1937.

ISING, GUSTAF, *Use of Astatic Pendulums for Gravity Measurements*. — Am. Inst. Min. and Met. Eng., Techn. Publ. No. 828, 14 pp., 7 text-figs. New York 1937.

The principle of this gravimeter, which was first stated by the author in 1918, is that of an astatic pendulum. A mass is suspended in inverted position and in such manner that a slight tilt of the support will produce a horizontal deflection component. The theory of the working principle is derived in detail. Observations are made statically and not dynamically. In the practical execution of this principle the pendulum consists of a very thin quartz rod which is cemented to a quartz fiber stretched between the prongs of a fork-shaped support. This support in turn is fastened to the top of a heavy mass which is suspended in a spring gimbal suspension. The deflections of the end of the quartz rod are observed through a microscope and the whole instrument is surrounded by 2 cylinders, the space between them being filled with ice. Deflections of the mass are produced by a small tilt which may be effected by turning one of the levelling screws or else by placing a small mass on the pendulum support. The last method is the preferred one as it may be combined with a method of photographic registration. The mean error of the instrument is about one-half milligal. C. A. H. in Ann. Bibl. Econ. Geol.

ISING, GUSTAF, *Zur Theorie statischer Schweremessungen*. — Sthlm, Arkiv för mat., astr. o. fys., Bd 25 A, N:o 25, 14 S., 2 Textfig., Uppsala 1937.

ISING, GUSTAF, *The Astatized Pendulums as a Static Instrument for Gravity Measurements*. — 1:e Congrès Mondial du Pétrole, Paris 1937.

LINDBERG, ERNST, *Observations séismographiques faites à l'Observatoire météorologique d'Upsala pendant janvier 1934—juin 1937*. — 56 pp., Lund 1937.

LJUNGDAHL, GUSTAF, *Views on the Construction of Magnetic Charts*. — Sthlm, Geogr. ann. 1937, pp. 96—103, 4 text-figs.

Deals with the different manners to visualize magnetic measurings in maps or charts. Leaving the always necessary computations and reductions as to bring all figures reduced to the same epoch there are several other difficulties. The correctness is of course depending on the number of observations within a certain area or of the frequency. The paper is illustrated by some small maps showing isogonic lines drawn in different manners.
A. Högbom.

MOLIN, K., *Deklinationen i Sverige vid epoken 1 juli 1933 (Die Deklination in Schweden bei der Epoche 1 Juli 1933)*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 118—120, 1 Textfig., Disk. S. 120—124. Siehe Referat in Revue Annuelle 1936, G. F. F., Bd 51, 1937, S. 477.

NORDSTRÖM, A., *Bergarternas magnetiska egenskaper och dessas inflytande på den magnetiska kartbilden (The magnetic capacity of rocks and their influence on the shape of the magnetic maps)*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 132—133.

The tendency of rocks to be magnetized (their permeability or susceptibility) on the one hand and their natural remanent magnetism on the other are practically independent. These characters were illustrated by several tables. The influence from temperature and pressure is mentioned. The regional anomalies covering large areas are not always caused by the petrography of the rocks but perhaps by regional tectonics. Before conclusions are drawn it is to recommend to make laboratory researches about the tendency to magnetize the rocks in question and about their remanent magnetism.
A. Högbom.

ORTON, BROR, *Några tankar om jordytans magnetiska förhållanden och förslag till insamling av förefintligt magnetiskt mätmaterial (Einige Gedanken über die magnetischen Verhältnisse der Erdoberfläche nebst Vorschlag zur Einsammlung des existierenden magnetischen Vermessungsmaterials)*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 359—362.

*RAMBERG, JÖRAN, *Jorden — vår egen planet (Die Erde)*. — I serien Vi och vår värld. Ahlén o. Söners förl., 158 S., Sthlm 1937.

SCHINDEWOLF, OTTO H., *Geologisches Geschehen und organische Entwicklung*. — Bull. Geol. Inst., Upsala, Vol. XXVII, S. 166—188, 1 Textfig., Upsala 1937.

THORARINSSON, SIGURDUR, *Das Dalvík—Beben in Nordisland 2 Juni 1934*. — Sthlm, Geogr. ann. 1937, S. 232—277, 14 Textfig.

Den 2 juni 1934 herrschte in Nordisland ein Erdbeben, dem eine ausführliche Untersuchung vom Verf. gewidmet worden ist. Schon wenige Stunden nach dem Eintreffen des Bebens kam er zu den am schärfsten betroffenen Stellen und konnte eingehende Untersuchungen über die Wirkungen machen. Durch spätere Reisen wurde ein grosses Beobachtungsmaterial eingesammelt und dies ist mit grösster Sorgfältigkeit und kritischer Schärfe bearbeitet. Die Arbeit stellt die erste ausführlichere Untersuchung ihrer Art in Island dar. Nach Merc. Canc. Siebergs Skala, aber mit Berücksichtigung der speziellen isländischen Verhältnisse ist eine Iseisenkarte ausgearbeitet, die die Stärke und Ausbreitung des Bebens veranschaulicht. Das Beben erstreckte sich über die nördlichen und inneren Teile der

Insel, etwa 130 000 km², mit Epicentrum in Dalvik am Eyjafjörður. Hier waren Wohnhäuser zertrümmert und der Boden von Spalten durchquert, entsprechend dem Stärkegrade VIII—IX. Eine schnelle Abnahme der Intensität vom Epicentrum spricht dafür, dass das Hypocentrum in sehr geringer Tiefe lag. Im Vergleich zu der epicentralen Intensität haben die isländischen Erdbeben im allgemeinen einen kleineren Flächeninhalt als die Skandinavischen, was mit dem geologischen Bau zusammenhängt. Die Ursache des Bebens sieht der Verfasser in einer Verschiebung längs einer alten Bruchlinie. Wünschenswert wird schliesslich hervor- gehoben: die Herstellung einer seismologischen Karte von Island und eine organisierte Erdbebenuntersuchung in Island.
K. E. Sahlström.

*THORARINSSON, SIGURDUR, Geysir lever (*Der Geysir lebt*). — Sthlm, Jorden runt 1937, S. 144—154, 10 Textfig.

Minéralogie et cristallographie.

AMINOFF, G., *Electron-Interferences applied for studying the Oxidation of Crystal Surfaces*. — Int. Ass. for Testing Materials, Int. Congr. 1937, pp. 80—82, 3 text-figs.

Blix, RAGNAR, *On the chemical composition of the magnetoplumbite*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 300—302.

VON HAMOS, L., *En ny röntgenspektroskopisk metod för kemisk analys av slipade ytor (A new X ray method for chemical analysis of plan polished surfaces)*. — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, Bergsvet., S. 1—4, 12 Textfig., English summary, Norrköping 1937.

Author gives a short report on a new X-ray method for chemical analysis of plan polished surfaces. The new apparatus is giving instead of the usual X-ray lines a series of monochromatic X-ray images of the surface to be analysed. Each of these images shows the special distribution on the surface of a certain chemical element. The chief part of the new spectrograph is a curved crystal collecting the X-rays as a concave mirror collects the beams of visible light. Diagrames based on calculations of the author are showing the positions of the spectral-images belonging to different chemical elements along the photographic film. Some spectro-grames taken on metals and ores by means of the new method give an idea of the image-quality obtainable at present.
Authors abstract.

HJELMQVIST, SVEN, *Über Prehnit als Neubildung in Biotit Chlorit*. — Sthlm G. F. F., Bd 59, 1937, S. 234—236, 1 Tafel.

In many igneous and metamorphic rocks in central Sweden, new-formed prehnite occurs along the cleavage planes in biotite and chlorite. Optical data.
P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

HURLBUT, CORNELIUS, S. JR., *Aminoffite, a new mineral from Långban*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 290—292, 1 text-fig.

Aminoffite is tetragonal, and has the composition Ca₂₄ Be₉ Al₃ Si₂₄ O₈₄ (OH)₃ · 12 H₂O. X-ray and optical data also given.

P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

HURLBUT, CORNELIUS, S. JR., *On synadelphite and plumbosynadelphite*. — Menasha, Wis. Amer. Mineralogist, Vol. 22, No. 5, 1937, pp. 526—533, 3 text-figs.

LARSSON, WALTER, *Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapú (1932) in Argentinien gesammelt*. — Bull. Geol. Inst., Upsala, Vol. XXVI, S. 27—52, 7 Textfig., Upsala 1935.

MALMQVIST, DAVID, *Zur Optik des Arsenkieses im sichtbaren Spektrum.* — Bull. Geol. Inst., Upsala, Vol. XXVI, S. 1—26, 9 Textfig., Upsala 1935.

PALACHE, CHARLES, *The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey.* — U. S. Dep. Int. Geol. Serv. Profess. Paper 180, VI + 135 pp. 199 text-figs., 19 plates, Washington 1935.

PEHRMAN, GUNNAR, Om apatitkristaller från Kimito (*Über Apatitkristalle von Kimito*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 109—111, 1 Textfig.

Die Mineralien eines bei Lemnäs, Kirchspiel Dragsfjärd, Insel Kimito, Finnland, vorkommenden Pegmatitganges sind Mikroklin, Quarz, Albit (Cleavelandit), Muskovit (auch blauer Mn-Muskovit), Beryll, Triplit, Apatit, Biotit und Tapiolit. Der Apatit ist teils grün, teils schwarz. Die schwarze, wahrscheinlich Mn-haltige Varietät (grosse Kristalle) ist die ältere. Die grünen Apatitkristalle, welche höchstens 1.5 cm gross sind und von denen einer abgebildet ist, kommen mit Quarzkristallen zusammen in miarolitischen Hohlräumen vor. Nils Zenzén.

QUENSEL, PERCY, and others, *Minerals of the Varuträsk pegmatite I—VIII.* — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937.

A series of papers on the mineralogy of the Varuträsk pegmatite near Boliden, Sweden (See abstract in these transactions, Vol. 58, 1936, p. 621, and Vol. 59, 1937, p. 480). Numerous analyses, optical data etc.

I. QUENSEL, PERCY, *The Lithium-Manganese Phosphates:* pp. 77—96, 2 text-figs.

Triphylite with both iron and manganese in the bivalent stage, is shown to alter to a distinct product with MnO and Fe₂O₃ called ferri-sicklerite; this in turn alters to heterosite, with Mn₂O₃ and Fe₂O₃. A sodic series is represented by the new mineral varulite whose formula, counting all Mn and Fe as bivalent, is Na₂O · 5 (Mn, Fe, Ca) O · P₂ O₅. Varulite changes to Mn alluaudite, which probably is further altered to Na-purpurite.

II. QUENSEL, PERCY, AHLBORG, KNUT, and WESTGREN, ARNE, *Allemontite.* With an X-ray Analysis of the Mineral and of other Arsenic-Antimony Alloys, pp. 135—144, 4 text-figs.

The quantity of allemontite found amounts to 2 or 3 kilograms. It is partly homogenous, with about 65 percent Sb and 35 As, partly this component mixed with a surplus of Sb that is a product of ex-solution. The X-ray study of the system Sb—As showed that a continuous series exists. Attempts failed to reproduce experimentally the ex-solution phenomena observed in the natural product.

III. QUENSEL, PERCY, *Arsenostibite, a hydrous Oxidation Product of Allemontite:* pp. 145—149, 2 text-figs.

The new mineral Arsenostibite is yellow, optically isotropic, and probably amorphous. Analyses lead to the formula 3 R₂ O₃ · 5 R₂ O₅ · 25 H₂O, or (R₂ O₃, R₂ O₅) · 3 H₂O, R representing mainly Sb, with As and Fe.

IV. QUENSEL, PERCY, *Petalite and its Alteration Product, Montmorillonite:* pp. 150—156, 1 text-fig.

Petalite is unevenly distributed in the pegmatite. Individual crystals up to half a metre in length have been found.

V. QUENSEL, PERCY, *Manganapatite and Manganvoelckerite:* pp. 257—261.

The manganapatite of Varuträsk is a blue fluorine apatite with 5.32 percent MnO. The analogous voelckerite, with 4.31 Mn O, has only 1.43 percent F, 0.02 Cl, and no CO₂.

VI. QUENSEL, PERCY, *On the occurrence of Cookeite*: pp. 262—268, 4 text-figs.

Cookeite secondarily replaces tourmaline (rubellite) and spodumene, but also appears to have formed independently. The author therefore supports Landes' results from Maine pegmatites that Cookeite is a hydrothermal product.

VII. QUENSEL, PERCY, *Beryl*: pp. 269—272.

Two types occur, one coarse, milky white, and the other vitreous and forming nodules associated with lepidolite and cassiterite. The chemical composition is practically identical, except the percentage of Cs_2O , which is 0.26 and 0.42.

VIII. QUENSEL, PERCY, *The Amblygonite group*: pp. 455—468, 6 text-figs.

Amblygonite is common at Varuträsk, some 200 tons having been produced. There are three varieties with different paragenetical positions but no important chemical variations. An associated microcline contains 3.3 percent Rb_2O and 0.6 Cs_2O .

P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

*QUENSEL, P., *Kieselglas från Libyska öknerna (Kieselglas aus der Libyschen Wüste)*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 581—582.

TILLEY, C. E., *Pyroxmangite from Inverness-shire, Scotland*. — *Menasha, Wis. Amer. Mineralogist*, Vol. 22, No. 5, 1937, p. 720—727, 3 text-figs.

Minerais.

ANDERSSON, J. G., *Guld (Gold)*. — Sthlm, Sv. Turistfören:s årsskr. 1937, pp. 107—148, 23 text-figs.

A highly popularized description of the ore prospecting in Westerbotten mainly dealing with the Boliden mine and the Rönnskär smelter from which there are several good pictures illustrating the mining work and the production of arsenic, copper, and gold a. s. o.

A. Högbom.

ANESTAD, STELLAN, *Något om guldfyndigheterna på Guldkusten, erfarenheter från en malmletningsexpedition år 1935 (Notes on gold deposits on the Gold Coast)*. — Sthlm, Tekn. Tiskr., Bd 67, Bergsvet., pp. 69—74, 7 text-figs. Norrköping 1937.

General summary of geological setting. Data presented on electrical prospecting (Racom method) on gold-bearing quartz veins. Even veins only 0.5 or 1 meter in width could be located. Attention is called to the existence of very wide crushing zones with quartz carrying 3 to 6 grams gold per metric ton.

P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

DE IONGH, W. H. D., *De Boliden goudmijn*. — *Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardrijksk. genootschap* 1937, pp. 712—722, 1 plate.

VON ECKERMANN, HARRY, *Gävleborgs läns malmfyndigheter (Die Erz-lagerstätten des Gävleborgs läns)*. — *Suenoni Lübeck Sexagenario*, S. 379—385. Sthlm 1937.

In Gästrikland sind nur die Nyängs- und Storstrecks-Gruben in Torsåker, deren vorzügliches und phosphorarmes Eisenerz bei Hofors verhüttet wird, noch in Betrieb. In Hälsingland werden gegenwärtig keine Erzvorkommen abgebaut, es wird aber vom früheren Bergbau an das sehr arme Eisenerz bei Gymåsberget SW von Woxna Bruk, an das Kobalterz in Loos und an die Zinkblende bei Flåtsbo in Alfta erinnert. Untersuchungen der letzten Jahre haben dargetan, dass bei Loos eine nicht ganz unbeträchtliche, obgleich nur unter extremen Verhältnissen vielleicht abbauwürdige Reserve von Sulfiderz mit Cu, Zn, Ni und Ag vorliegt. Die eventuelle zukünftige Bedeutung der Kramsta-Gruben in Järvsö (1 % Va) wird ebenfalls erwähnt.

Nils Zenzén.

FRANK, JUL., Magnesitförekomster i Mellaneuropa (*Magnesite deposits of Central Europe*). — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, Bergsvet. pp. 45—52, 55—60, 61—66, 21 text-figs., Norrköping 1937.

A general survey of the occurrence of magnesite in Central Europe, mining and further treatment.
P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

HAGERMAN, Y., Kostnader vid brytning i öppna rum samt magasinsbrytning vid malmgruvor i U. S. A. (*Kosten des Bruches in offenen Räumen sowie Magazinbruch in Erzgruben der U. S. A.*). — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, Bergsvet., S. 13—16, 21—24, 5 Textfig., Norrköping 1937.

HAGERMAN, Y., Kostnader vid igensättningsbrytning och squaresetting vid malmgruvor i U. S. A. (*Kosten des Bergversetzungsbruch und squaresetting in Erzgruben der U. S. A.*). — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, Bergsvet., S. 74—76, 84—88, 3 Textfig., Norrköping 1937.

*HÖCKERT, GUNNAR, Asfaltsjön på Trinidad (*Der Asphaltsee auf Trinidad*). — Sthlm, Sv. Vägforen:s Tidskr., Arg. XXIV, S. 126—135, 10 Textfig., Norrtelje 1937.

KIHLSTEDT, F. H., *Iron ore of the Luzon shipped to Japan*. — New York, Eng. and Min. Journ., 1937, pp. 422—424. Ref. in Ann. Bibl. Econ. Geol. X, pp. 282—283.

LINDQUIST, W., Estländska oljeskifferindustrien (*Esthonian shale oil industry*). — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, Kemi, S. 71—75, 3 Textfig., Norrköping 1937.

According to Esthonian law, all natural resources are public property, and concessions are required to mine the shale deposits, kukersite, occurring on the rocky northern coast. Since 1918 concessions have been granted twelve operators, and 6 678 000 tons have been mined. This shale is unlike that found in other countries, and must be treated by special methods. The organic matter, between 31.7 and 46.6 % of the moist shale, has the following elementary composition: C, 76.5—76.8 %; H, 9.1—9.3 %; N, 0.2—0.3 %; S, 1.7—2.2 %; Cl, 0.5—0.7 %; and O, 10.5—11.6 %. When heated out of contact with air, gas evolution begins at 200° C., and at 360° C. oil appears. The oil evolution, most intense between 400° and 450° C., is completed at 500° C.
From Ann. Bibl. Econ. Geol.

MÄKINEN, EERO, Tillgodogörandet av Outokumpu malmfyndigheten (*The utilization of the Outokumpu ore deposits*). — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, Bergsvet., S. 53—55, Norrköping 1937.

The ore, one of the largest in Europe, is described as a lineal 300—400 meters in width, 15—17 meters thick, and with a length of 3 500 meters in the field direction, that is from the outcropping in the East to the West. The pitch of the axes is 10°, and the ore dips 50°. The composition of the ore, a copper »hard» ore, is 4 % Cu, 25 % S, 26 % Fe, and in addition small amounts of other metals as gold, silver, and cobalt. Not only the copper and sulphur but also the iron content are utilized. Here is described the manner of the enrichment of the ore which has been a little troublesome due to the quality of the products obtained. Now flotation is used. There is in Outokumpu now a copper smelter and an iron smelter. The treatment of the ore is described. The annual output is: Blister copper, 12 000 metric tons; gold, 150 kilograms; silver, 1 800 kilograms; sulphur, 60 000 tons; and cinder, 70 000 tons, yielding 40 000 tons iron.
A. Högbom.

SAHLIN, CARL, Den skånska bärnstenen och dess tillgodogörande (*Der Bernstein Schonens und dessen Verwertung*). — Med hammare och fackla, VIII, S. 1—35, 4 Textfig., 1 Tafel, Sthlm 1937.

Das Hauptgewicht wird auf praktische Verhältnisse gelegt. Zwei Gruppen von Bernstein werden unterschieden: a) Strand-Bernstein, welcher vom Meeresboden her stammt, am Meeresufer durch Wellenschlag und Strom aufgeworfen ist, b) Boden-Bernstein oder in den losen Ablagerungen eingebetteter Bernstein. Erstere Gruppe ist die in praktischer Hinsicht entschieden wichtigste. Der Verfasser hat die ganze Küste Schonens bereist, um sichere Mitteilungen über das dortige Vorkommen und Einsammeln von Bernstein an Ort und Stelle einzuholen. Zahlreiche Hinweise auf ältere und neuere Literatur werden gegeben, nebst Auskunft über das Vorkommen in Sammlungen von Bernstein aus verschiedenen Plätzen in Schonen. Das Resultat der wertvollen Zusammenstellung ist, dass Strand-Bernstein an keinem namhaften Teil der Küste des Provinzes fehlt und dass der am meisten und besten ergiebige Teil das Ufer zwischen Höllviken und Kämpinge ist, d. h. die Halbinsel von Skanör und Falsterbo. Zwei schöne grosse Stücke werden abgebildet. Zum Schluss folgen zwei Abschnitte über den Bernsteinhandel, die Verwendung und Bearbeitung des Bernsteins. *Nils Zenzén.*

ÖDMAN, O., Iakttagelser från en malmgeologisk studieresa i Nordamerika (*Beobachtungen auf einer erzgeologischen Studienreise in Nordamerika*). — Sthlm, G. F. F., Bd. 59, 1937, pp. 578—579.

Géologie appliquée.

ASSARSSON, GUNNAR, *Zur Chemie der Hydratisierung von Kalkaluminaten und Zementen*. — Berlin, Zement, Bd 26, 1937, S. 293—298, 311—315, 327—330, 5. Textfig.

CALDENIUS, CARL CZON, Om grundförhållanden i Göteborg (*Ground conditions in Gothenburg*). — Tekn. Samfundets Handl., N:o 2, pp. 65—86, 6 text-figs., 3 plates. English summary pp. 85—86, Göteborg 1937.

In connection with soil investigations for the foundations of a new highway bridge across the river Götaälv in Gothenburg an investigation of the ground conditions within the harbour has been carried out. Sound- and pistonborings were brought down more than 100 m. The borers were pulled down and lifted up through pipe linings, on shore by means of a crane with a winch, combined with snatchblocks tied to spars 5 m x 6", loaded with 2—3 tons weights, and in the river by means of a crane tower, equipped with a winch of 20 tons tractive power, erected on a mud-lighter. The results of the borings in different sections of the valley were laid down as diagrams showing the relative strength indexes of the clay with retained natural consistency and in thoroughly stirred condition, the water-percentage expressed in percentage of the total substance of weight, the average degree of fineness and the specific weight. Also some chemical analyses with determination of the loss by ignition, Ca CO₃, Cl, S, Fe₂, the percentage of humus and the hygroscopic degree. The most important facts, derived from these investigations are discussed in the paper. The clay in its superficial layers is firmer in the central part of the Valley than closer to the valley-sides, the firmness of the clay increases slowly to 30 m and from this depth quickly. At about the level of — 15 m a stratum of very fat clay occurs. Below the quays and the fillings in the harbour a local compression appears. *C. G. Wenner.*

VON GREYERZ, WALO, Alnarpsströmmen. Ett apropå till förberedelserna för en svensk grundvattenlagstiftning (*Der Alnarpstrom. Ein Propo zu den Vorbereitungen einer schwedischen Grundwassergesetzgebung*). — Suenoni Lübeck Sexagenario, S. 73—105, 9 Textfig., Sthlm 1937.

Nachdem der Verf. die Schwierigkeiten einer Grundwassergesetzgebung hervorgehoben hat, beschreibt er den Grundwasservorrat, des Alnarpstrom, der die Frage gerade jetzt aktualisiert. Der Alnarpstrom, der der grösste Grundwasservorrat Schwedens ist, fliesst in einer älteren, im Kalkgebirge erodierten Rinne, die jetzt aber mit preglacialen—postglacialen Ablagerung enausgefüllt ist. Sie erstreckt sich in NV-licher Richtung zwischen Malmö und Lund nach Landskrona. Der natür-

liche Grundwasserstand des Alnarpstroms wird auf Grund der Kenntnis der Veränderungen in dem Grundwasserstand, die durch spätere Wasserabfüllungen verursacht sind, approximativ berechnet. Die hydrologischen Verhältnisse des Wasserstroms und seines Infiltrationsgebiets werden eingehend beschrieben. Mit Hilfe mathematischer Berechnungen wird gezeigt, dass der Alnarpstrom einen Randablauf haben oder gehabt haben muss, der im letzten Falle wahrscheinlich zuerst ganz kürzlich zu wirken aufgehört hat. Schliesslich wird berechnet, dass der Grundwasservorrat im Alnarpstrom näher 400 als 500 l/s beträgt. *F. Rengmark.*

HEDSTRÖM, HELMER, *Phase measurements in electrical prospecting.* — Am. Inst. of Min. and Met. Eng. Tech. Publ. no. 827, 18 pp., New York 1937. Ref. in Ann. Bibl. Econ. Geol. X, p. 406.

HEMMING, H., Kort beskrivning av flygkateringens utveckling i Brittiska Imperiet. Sammanfattn. av föredr. inför Kartograf. Sällsk. i Sthlm 26 jan. 1937 (*Kurze Beschreibung der Entwicklung der Flugkartierung im Britischen Imperium*). — 16 S., 8 Textfig., Sthlm 1937.

HULTIN, TORSTEN, Försök till bestämning av Göteborgslerans hållfasthet (*Attempt to determine the stability of the Gothenburg clay*). — Tekn. Samfundets Handl. N:o 2, pp. 87—105, 10 text-figs., English summary p. 105. Göteborg 1937.

The author attempts to determine the relation between the figure of strength of the clay found by means of the cone-test, and the shearing strength of clay with a shearing apparatus, in which the pressure was increased by 0.5 kg/min. The results have been controlled by calculating the carrying capacity of wooden piles driven into the clay and by the stability found at an earlier full size working test. The geotechnical properties of the clay have been examined. Finally a dredged clay slope has been statically calculated, and in 1916 a full size test was carried out. *C. G. Wenner.*

LUNDBERG, HANS, *Recent Advances in Geophysical Prospecting.* — Trans. Can. Inst. of Min. and Met. 1937, pp. 758—788, 29 text-figs. Ref. in Ann. Bibl. Econ. Geol. X, p. 398.

MOGENSEN, FREDRIK, Något om strömriktningens betydelse vid elektrisk malmletning (*Über die Bedeutung der Stromrichtung bei elektrischer Erzprospektierung*). — Blad f. Bergshant. Vänner, Bd 23, S. 147—153, 5 Textfig., Falun 1937.

MOGENSEN, F., och SCHNELL, I., Ett försök med elektriska malmletningsmetoder för undersökning av stenåldersboplatser (*Ein Versuch mit der elektrischen Erzprospektierungsmethode bei Untersuchung steinzeitlicher Wohnplätze*). — Blad f. Bergshant. Vänner, Bd 23, S. 92—94, Falun 1937.

SUNDBERG, KARL, Moderna malmletningsmetoder (*Modern methods for ore prospecting*). — Sthlm, Jernkont. Ann., Bd 121, S. 455—528, 47 text-figs., Uppsala 1937.

The chief director of the Swedish Diamond Drilling Co and the Electrical Prospecting Co here gives a review of recent progress in modern prospecting. The first part is devoted to the geochemical investigations of the earth crust which from year to year seem to grow more and more valuable also for prospecting purposes. Some reports of the situation in foreign countries are given. Next part deals with the development of the aerial technics, and with the possibilities of using aerial prospecting. Several examples are illustrated by good photographs. The author, a specialist of geophysical investigations, also points out the value of magnetic measurings, and the latest progress in the geoelectrical methods. The description is accompanied by several maps a. s. o. The gravimetric investigations now have

begun to become more and more applicable for geophysical prospecting which also is exemplified. Finally there are given several figures illustrating the expenses not only for diamond drilling but also concerning complete modern prospecting. These figures are based on the experiences of the Geological Survey of Sweden and of the Boliden Mining Co. from 15 years work.

A. Högbom.

Géologie des formations préquaternaires.

Géologie et pétrographie des roches cristallines.

BACKLUND, H. G., *Die Umgrenzung der Svekofenniden*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, pp. 219—269, Uppsala 1937.

Geologic and lineament structures combined with a few absolute age determinations permit a fourfold orogenic partition of Pre-Cambrian Fennoscandia, namely into the Mearalians (along the White Sea coast, oldest), the Norwegosamians (Kola Peninsula with northernmost Finland), the Svecofennians, and the Gothokarelians (youngest). The age position and independence of the Norwegosamians is not quite sure because of lacking data. A closer examination of the Svecofennians on base of assumed far reaching granitisations and on analytical rock statistics reveals the possibility to distinguish within them at least four different sedimentation series, and to discuss their respective stratigraphic position within the former geosyncline. Irrespective of obscuring granite intrusions the northern border of the Svecofennians can be followed up along the Tammerfors-Enklinge conglomerate zone, which marks a Svecofennian Molasse zone and indicates a very old and strong traverse depression within the segment later on forming the Baltic-Bothnian depression. Otherwise the northern limit of the Svecofennians is obscured elsewhere by the Jotnian-Noppi (Hoglandian) quartzite areas with associated Rapakivi and Rätan granites (of the 3d and 4th granite group of SÉDERHOLM). These quartzites and their associated sediments belong to the internal Gothokarelian Molasse, and the associated acid intrusions and extrusions are tentatively discussed as their granitisation facies. The southern Svecofennian border is only vaguely pointed at.

H. G. Backlund.

BACKLUND, H. G., *Svekofennider och Gotokareliden (Svekofenniden und Gotokareliden)*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, s. 303—313.

Ausgehend von den früheren Feststellungen im fennoskandischen Grundgebirge, dass das jüngere präkambrische Orogen (die Kareliden, WEGMANN) mit den neuerdings vorgeschlagenen Gothiden (WAHL) ein regionales Streichen (N—S) und eine homologe Altersstellung gegenüber den älteren E—W streichenden Svekofenniden (RAMSAY) gemeinsam hat, meint der Verf. die beiden erstgenannten als Gothokareliden zusammenfassen zu müssen. Diese letzteren umfassen also, mit Einschluss der namengebenden Gebiete, das N—S streichende Urgebirge des südlichen Norwegens, das nördliche Schweden vom Gävlegebiet an sowie Zentral- und Nordfinland bis zum Südrande des Granulitgebirges; ausgenommen sind einige kleineren Enklaven als Reste svekofennischer Zwischengebirge.

6 schwerwiegende Argumente verschiedenster Art, in der bisherigen Deutung zu Kontroversen führend, sollen diese Auffassung stützen. Petrologische und erzeologische Analogien hier und dort sollen ähnliche Faziesausbildungen innerhalb altersverschiedener Orogene zum Ausdruck bringen. Die Gothiden repräsentieren die erzeugende Kernzone der Gothokareliden, der nach aussen hin die Zonen der Intrusions- sowie der Wandertektonik (= Kareliden der ursprünglichen Fassung) folgen.

H. G. Backlund.

VON ECKERMANN, HARRY, *The Genesis of the Rapakivi Granites*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 503—524, 1 text-fig., 4 plates.

Die Schrift ist in erster Hand gegen Backlunds Auffassung über die Rapakivigranite als granitisierte Sedimente gerichtet. Verf. hebt hervor, dass die chemischen Relationen der Rapakivigranite zu den jotnischen Sedimenten jeder Granitisationstheorie widersprechen. Zum selben Schluss kommt Verf. sowohl durch mineralogische als auch durch Feldbeobachtungen.

S. Hjelmqvist.

V. ECKERMANN, H., *The Magmatic Evolution of the Jotnian Eruptives*. — Moscow, XVII Intern. Geol. Congr. Abstracts of papers, pp. 66—67, Leningrad 1937.

V. ECKERMANN, H., *The Origin and Classification of the Swedish Alkaline Rocks*. — Moscow, XVII Intern. Geol. Congr. Abstracts of papers, p. 66, Leningrad 1937.

HOLMQUIST, P. J., *Composition and orogenesis of the Swedish Archean*. — Report of XVI Intern. Geol. Congr. Washington, 1923, pp. 311—326, 2 text-figs., 4 plates, 1936.

HÖGBOM, ALVAR, Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. En översikt av berggrund och malmförekomster (*The Skellefte District with adjacent parts of Westerbotten and Norrbotten. A review of the geology and ore deposits*). — Sthlm, S. G. U., Ser. C, N:o 389 [= *Arsbok* 29 (1935) N:o 4], 1937, 122 pp., 41 text-figs., 2 plates, English summary pp. 95—118.

The first comprehensive survey of this important district where since 1918, through combined geological and geophysical prospecting, have been discovered some 30 deposits of sulphide ores, the most notable one being Boliden, prospecting has been carried out by the Geol. Survey of Sweden and the Boliden enterprise, and the chief geologist of the latter, O. BÄCKSTRÖM, has collaborated in parts of this publication.

The rocks belong to the pre-Cambrian, and are divided as follows in order of increase in age: diabases, youngest granites (Sorsele group), younger supracrustal formation (Vargfors formation). Unconformity. Younger granites (Revsund group), older greenstone dikes, older granites (Jörn group), older supracrustal formation.

The ore deposits are in the older supracrustal formation, which starts with a leptite-hällefint series, followed in turn by a phyllite series with intercalated basic flows, and a series of porphyries and porphyrites. Most ore bodies are in the upper part of the leptite-hällefint series. The ores vary from almost exclusively pyritic ones to such as pyrrhotite, chalcopyrite, zinc blende, galena, arsenopyrite, gold, and silver. Boliden is mainly a gold mine, but also produces copper, pyrite, silver, and very much arsenic. The ores of the district are replacement deposits, accompanied by silicification with sericite and chlorite, or with anthophyllite and other silicates characteristic of the magnesia metasomatism in Central Sweden. The granites of the Jörn group are believed to represent the mother magma of the ore-forming solutions. Interesting data are given on the tracing of glacial boulders, and on electrical prospecting. *P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.*

HÖGBOM, ALVAR, Aldersindelningen av Västerbottens och södra Norrbottens urberg (*The stratigraphy of the Archæan of Westerbotten and Southern Norrbotten*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 237—241, 1 text-fig.

A short paper caused by a discussion of the stratigraphy of the Archæan of Fennoscandia and intending to underline the opinion earlier put forward by the author. In Northern Sweden thus there have been proved to exist two different and very well separated supracrustal formations divided in time through tectonic movements, granitic eruptions, and finally a denudation period. Later than the second supercrustal formation is a series of granites closely related to that supercrustal formation. The main stratigraphy of the older Precambrian thus is here very clear but has not been enough observed in the recent discussion. *A. Högbom.*

KROKSTRÖM, TORSTEN, *On the association of granite and dolerite in igneous bodies*. — Bull. Geol. Inst., Ups., Vol. XXVI, pp. 265—278, Uppsala 1937.

La discussion est basée sur les matériaux antérieurement publiés et provenant des deux grands filons doléritiques de la Suède Central, sc. de Bréven et Hällefors. L'auteur a pointé que les granophyres associés avec l'un des filons ne peuvent pas être formés par différenciation de cristallisation, parce que les dolérites n'ont

aucune tendance de différentiation dans le sens granitique; même une assimilation vulgaire de la roche-mère ne conduit pas, dans les conditions de champ, à un granophyre. Une soustraction de la matière granophyrique de la magma doléritique donne un résidu riche en néphéline, que ne se conforme plus avec les observations en champ. La note se dirige contre M. v. ECKERMANN et les tendances d'autres auteurs d'éprouver une affinité magmatique par des diagrammes géométriques.
H. G. Backlund.

MAGNUSSON, NILS H., Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge (*Die zentralvärmländische Mylonitzone und ihre Fortsetzung in Norwegen*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 205—228, 9 Textfig.

Durch den zentralen Teil Värmlands zieht in nordwestliche Richtung gegen Norwegen eine markierte Mylonitzone, die nach NW immer breiter wird. Wahrscheinlich stellt sie eine mächtige Überschiebungszone dar, welche die Grenze zwischen homogenen Gneisen im Osten und schlierigen Gneisen im Westen, die miteinander nicht konnektiert werden können, bildet. Der schmale Südteil der Mylonitzone läuft durch Gneise, und die Mylonite sind hier ebenfalls zermalmte und verschieferte Gneise. Weiter nördlich, wo die Zone schwillt, sind die mylonitischen Gesteine ursprüngliche Granite, Diorite und Gabbros. Auch superkrustale Gesteine, wie Laven und Tuffe sowie quarzreiche Sedimente sind einbegriffen. Selbstverständlich gibt es innerhalb dieser breiten Zone sehr verschiedene Mylonitisierungsstadien und man trifft auch bewahrte Relikte mit gut erhaltener Struktur. Die am stärksten umgewandelten Formen sind leptit- oder hälleflintartige, planschieferige Gesteine, oft mit neugebildeten Quarz- und Feldspatäugen. Es war möglich, alle Übergänge von gut erhaltenen Relikten bis zu stark verschieferten Formen zu folgen. Die breite, wesentlich aus ursprünglichen Graniten bestehende Partie wird als die eingefaltete Wurzel einer früher mächtigeren Granitmasse aufgefasst, die zwischen zwei Gneissblöcken zusammengeschoben und eingeklemmt wurde.
S. Hjelmqvist.

MAGNUSSON, NILS H., *Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für Svionische Granite und Gneise Mittelschwedens*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 525—547, 4 Textfig.

Presents evidence against the theory that the Archean granites of the region should have formed *in situ* through the melting of other rocks, and supports the view that they reached their present positions as intrusions. Also gives a brief but comprehensive survey of the sequence of metamorphic changes within this ore-bearing region. Interesting observations are cited from the iron ore district of Herräng (on the Uppland coast north of Stockholm), where skarn ores, limestones, and the associated leptites are intimately invaded by granites of the older Archean group. While still regarding the majority of the sulphide deposits of Central Sweden as formed through emanations in connection with the older granite group, the author describes cases, as the pyrometasomatic scheelite deposit of Yxsjö, that belong to later granitic invasions.

P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

ORTON, BROR, Om kislekomsternas bildningssätt (*On the origin of the pyrite deposits*). — Sthlm, Jernkont. Ann., Bd 121, pp. 691—696, 2 text-figs., Uppsala 1937. Review of: VOGT, TH., Origin of the injected pyrite deposits. — Norges Tekn. Høisk. Avh., t. 25 Ars Jub. 1935, pp. 595—609.

SUNDIUS, N., Om kalkpegmatiter och kalkgraniter samt om den s. k. skriffgraniten med utlöst kvarts (*On calcium-pegmatites and calcium-granites, etc.*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 246—253.

The discovery of pegmatites and granites in Stockholm in which calcite was intergrown with the feldspar, has lead the author to a study of the so-called »graphic granite with dissolved quartz» known from pegmatite quarries in Sweden. The author maintains that the mineral originally intergrown with the feldspar was not quartz but calcite, which had crystallized from low-magmatic rest solutions that became enclosed in the crystallizing feldspar.

P. Geijer in Ann. Bibl. Econ. Geol.

WENK, EDUARD, *Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVI, S. 53—89, 12 Textfig., Uppsala 1936.

The banded gneisses of Ornö Huvud in the coast region of Stockholm, which for long times have been the subject of animated discussion among petrologists, some authors interpreting them as primary magmatic rocks while others regard them as belonging to the supercrustal leptite series, have been investigated in more detail in order to find some new points of view as to the origin of the rocks. On account of petrofabric analyses of different layers of the banded series the author puts forward the working hypothesis that the banding is tectonically caused through differential movements in a rock mass, originally built up by essentially two rock types.

S. Hjelmqvist.

Géologie et pétrographie des formations postarchéennes.

ANDERSEN, S. A., *Et Vulkanomraades Livshistorie (The life history of a volcanic region)*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 317—346, 11 text-figs., English summary pp. 341—345.

Starting from an exposure in a new road-cutting near the village of Ølst, south of the town of Randers, Jutland, Denmark, where Eocene deposits with more than 200 intercalated volcanic tuff layers were uncovered in 1933—1934, the author gives a summary of the life history of the volcanic activity. Comparing the Ølst sequence with some other Eocene deposits, especially with the marine Lower Eocene «Moler» in the cliffs along the central part of the Limfjord, the various tuff layers have been identified and correlated over a large area in Denmark, and it has been possible to make an exact determination of the situation of the Eocene volcanoes in Skagerrak and an analysis of the conditions of sedimentation in the early Eocene Sea.

O. Kulling.

BACKMAN, A. L., *Fynd av ett ordoviciskt kalkblock i Hammarland på Åland (Fund eines ordovicischen Kalkgeschiebes in Hammarland auf Åland)*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 242.

Eingebettet im Sande unter Gyttja am Boden des Oxpinamoores ist ein Geschiebe gefunden, das wahrscheinlich durch Treibeis in spätglazialer Zeit zum Fundort gebracht wurde. Die Fauna des Geschiebes zeigt nach präliminärer Bestimmung von P. THORSLUND, dass es zum jüngsten Teil des schwedischen Orthocerenkalk gehört, der dem Echinosphæritenkalk Estlands (C₁b nach der Einteilung von FR. SCHMIDT) gleichgesetzt werden kann.

R. Sandegren.

VON ECKERMANN, HARRY, *The Jotnian Formation and the sub-Jotnian Unconformity*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 19—58, 3 text-figs., 1 plate.

The term «Jotnium» was introduced by J. J. SEDERHOLM in 1897 to represent the youngest Precambrian formation in Fennoscandia. Later on, SEDERHOLM divided the Jotnian in Upper Jotnian, including, in descending order: Olivine-diabase and Quartz-diabase, Jotnian sandstone with intercalated beds of Öje-diabase, Jotnian conglomerate, and Lower Jotnian, including Rapakivi-granite with effusives, oldest basic eruptives with effusives. In 1910, A. G. HÖGBOM suggested that only the younger group should be termed Jotnian, the older one should be given the name sub-Jotnian. According to HÖGBOM a great unconformity separated the two formations. This view became the one universally accepted by Fennoscandian geologists. Now the author gives a summary of the new facts brought to light by his discoveries in the Loos-Hamra region of Dalecarlia, and states that SEDERHOLM's first definition of «Jotnium» in 1897 must be reinstated. von ECKERMANN pictures the evolution of the Dalecarlian Jotnian, compares it with Fennoscandian Jotnian, and the Torridonian and Keweenawan. Finally the mode of eruption of the Jotnian Magma is discussed.

O. Kulling.

VON ECKERMANN, HARRY, *The Genesis of the Jotnian Sediments*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 548—577. 3 text-figs., 4 plates.

The chief subject dealt with in this paper is the geology of the Dala-sandstone of Middle Sweden. To a lesser degree the sandstone areas of Nordingrå and Rödö in Västernorrland are also treated. In discussing the sedimentation the author particularly deals with the direction of transport, the composition and variation of the sediments, the ripple marks and their origin, the dependency of sub-Jotnian and intra-Jotnian igneous rocks and tuff on the sedimentation, the configuration and the climatic conditions during the formation of the rocks, as well as the type of sedimentation (such as marine or continental etc.). The composition of the sediments and special characteristics is demonstrated with several rock analyses (10 complete ones). Furthermore the author discusses the application of Schwiner's hypothesis on the origin of the moon with reference to the Jotnian sediments.

T. Du Rietz.

EKSTRÖM, GUNNAR, *Upper Didymograptus Shale in Scania*. — Sthlm, S. G. U., Ser. C, N:o 403 [= Årsbok 30 (1936), N:o 10], 1937, 54 pp., 8 text-figs., 11 plates.

Nach einem historischen Rückblick der Erforschung des Oberen Didymograptusschiefers Schonens werden mehrere untersuchte Profile und Aufschlussangaben mitgeteilt. Paläontologisch sind u. a. Beschreibungen von vielen neuen Graptolitenarten und Subspecies zu bemerken; diese sind: *Didymograptus robustus*, *D. geminus* var. *latus*, *D. purchisoni* var. *speciosus*, *D. acutus*, *D. obscurus*, *Janograptus gracilis*, *Azygograptus falciformis*, *Phyllograptus glossograptoides*, *Climacograptus angustatus*, *Cl. celsus*, *Cryptograptus tricornis* var. *longispinus*. Als Ergebnis der stratigraphischen Untersuchung ergibt sich eine neue Zonengliederung; laut dieser wird der Obere Didymograptusschiefer in folgende drei Abteilungen gegliedert:

- Zone mit *Didymograptus clavatus* PERNER
- » » *Pterograptus elegans* HOLM
- » » *Didymograptus bifidus* (HALL)

Jede der zwei letzten (untersten) Zonen wird in zwei Subzonen zerlegt. Das Liegende der Zone mit *D. bifidus* enthält Kalkstein mit *Megalaspis limbata*. Faunistisch schliesst sich der Obere Didymograptusschiefer näher an die hangenden Unteren Dicollograptusschiefer als an die Unteren Didymograptusschiefer.

P. Thorslund.

KULLING, OSKAR, *Über präkarbonische Klimazeugnisse aus Svalbard (Bäreninsel, Spitzbergen und umliegenden Inseln)*. — Moscow, XVII Intern. Geol. Congr. Abstracts of papers, p. 211, Leningrad 1937.

Die Klimazeugnisse der Hecla Hock-Bildungen, der downtonischen und der devonischen Ablagerungen sind kurz behandelt worden.

O. Kulling.

MÜLLER, TH., *Das marine Paläozän und Eozän in Norddeutschland und Südkandinavien*. — 124 S. Berlin 1937.

*SJÖGREN, JOSEF, Halle- und Hunneberg (*Halle und Hunneberg in Västergötland*). — Geografdagarna i Göteborg 1937, S. 30—32, 1 Textfig., Gbg 1937.

SÄVE-SÖDERBERGH, G., *On the palaeozoic stratigraphy of Canning Land, Wegener Peninsula, and Depot Island (East Greenland)*. — Medd. om Grönland, Bd 96, Nr 5, 41 pp., 8 text-figs., 2 plates, København 1937.

THORSLUND, PER, Kvartsiter, sandstenar och tektonik inom Sunneområdet i Jämtland (*Quartzites, sandstones, and tectonics in the Sunne district of Jemtland*). — Sthlm, S. G. U., Ser. C, N:o 409 [= Årsbok 31(1937), N:o 5], 1937, 30 pp., 9 text-figs.

In the parish of Sunne, Jämtland, there are quartzites of two different ages. Sunne quartzite, older than fossiliferous Lower Cambrian in Jemtland [with *Holmia* and *Torellia laevigata* (LINRS.)], occurs as isolated masses, forming outliers in sur-

rounding Cambrian and Ordovician beds just above thrust planes. Kyrkås quartzite, basal Silurian of age, takes up a relatively wide area E and NE of Sunne church and continues northward along the east shore of the island Andersön. Formerly considered an easterly (upfolded) continuation of the Sunne quartzite located S and W of the Sunne church, it is shown to be separated from the latter by thrust planes and a sheet of Cambrian and Ordovician rocks. At Karlsvågen, a locality in Andersön, the quartzite occurs near Upper Cambrian shales separated from the quartzite by a strip of upfolded Upper Trinucleus shales with limestone lenses containing, *inter alia*, *Tretaspis seticornis* (HIS.) and *Dionide euglypta* (ANG.), and followed to the west by Orthoceras limestone and Ogygiocarid shales. The Kyrkås quartzite itself forms the uppermost part of an easterly sheet of the overthrust region of Jemtland. Black shales with limestone lenses containing *Triarthrus billingsi* (LINN.) and *Climacograptus bicornis* HALL are shown to belong to the *Nemagraptus gracilis* zone which in a few localities described contains layers of fine sandstone. Evidence is presented to the opinion that the arenaceous material was transported from the west in connection with changes of sea level. Very likely, the *Nemagr. gracilis* zone should be regarded as the base of the Swedish Chasmops beds. The thrust planes of the district are mapped, and the tectonic relation between the Sunne quartzite and the Wemdal quartzite is discussed. P. Thorslund.

THORSLUND, PER, *Notes on the Lower Ordovician of Falbygden*. — Bull. Geol. Inst., Upsala, Vol. XXVII, pp. 145—165, 9 text-figs., 1 plate, Uppsala 1937.

Enthält eine regionale Untersuchung der untersten Zonen des Ordoviciums in Falbygden, Västergötland, sowie eine Erörterung der Morphologie der subordovischen Ebene in Billingen-Falbygden, diese u. a. auf Mächtigkeitmessungen des Ordoviciums unter der *Megalaspis limbata*-Zone gestützt. Die meisten untersuchten Profile sind in einer Tafel zusammengestellt, um eine Übersicht der Parallelisierungen der verschiedenen Zonen zu liefern. Daraus erhält man ein Bild, das zeigt, dass die ordovischen Transgression in Falbygden sich mit »progressive overlap» von SW oder WSW gegen NO resp. ONO vollzogen hat. Die in jedem Profile mehrmals ersichtliche unterbrochene gleichförmige Auflagerung, meistens nur von Korrosionsflächen gekennzeichnet, wird mittelst stratigraphischer Darlegungen als Ergebnis wiederholter Oscillationen — wahrscheinlich mit verschiedenen Amplituden — während der Transgression gedeutet. Die Bedeutung der Korrosionsflächen als Hilfsmittel zur Erklärung der regelmässigen Schichtung des Orthoceritenkalks wird erhellet, und ein Entwurf zur Deutung dieser Schichtung vorgelegt. Enthält auch neue Beobachtungen der *Dictyonema*-Schiefer und des *Ceratopyge*-Kalk. Das erste Fund von Schiefer mit *Bryograptus hunnebergensis* und *Clo-nograptus tenellus* (bei Leaby) in Falbygden wird mitgeteilt. P. Thorslund.

Paléophytologie.

FLORIN, RUDOLF, *On the morphology of the Pollen-Grains in some Palaeozoic Pteridosperms*. — Sthlm, Sv. Bot. Tidskr., Bd 31, pp. 305—338, 3 plates, Uppsala 1937.

HALLE, T. G., *The position and arrangement of the spore-producing members of the Palaeozoic Pteridosperms*. — C. R. 2 Congr. Stratigr. carbonif., Heerlen 1935, 1, pp. 227—235, 1 text-fig., 2 plates, Maastricht 1937.

HALLE, T. G., *The relation between the late Palaeozoic floras of Eastern and Northern Asia*. — C. R. 2. Congr. Stratigr., carbonif., Heerlen 1935, 1, pp. 237—245, 1 text-fig., Maastricht 1937.

Bezieht sich besonders auf die ausserordentlich wichtige Entdeckung von BEXELL in Nanshan (West Kansu), dass die Kuznezflora (Angara), soweit permisch, in demselben Gebiet über der *Gigantopteris*-Flora liegt und bespricht damit zusammenhängende pflanzengeographische Fragen. Ist die ältere Kuznezflora ohne *Callipteris* Unterperm, so kann diese mit der *Gigantopteris*-Flora gleichalterig sein.

Merkwürdigerweise enthält die *Gigantopteris*-Flora mehr mesozoische Vorläufer als die Kuznezklora. In einer Diskussionsbemerkung macht WATERSCHOOT darauf aufmerksam, dass die *G.*-(*Cathaysia*)-Flora und Angara-Flora voneinander doch im allgemeinen sehr getrennt gewesen sein können, wenn man die Himalaya-Falten sich ausgeglättet denkt. Die Himalaya-Grenze spielt überhaupt nach den Untersuchungen von Wadia eine grosse Rolle in der Frage.

W. Gothan in Paläont. Zentralbl.

Paläozoologie.

ABEL, OTHENIO, *Das Lebensbild von Platybelodon*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, S. 48—62, 1 Textfig., 1 Tafel, Upsala 1937.

BOHLIN, BIRGER, *Einige Bemerkungen über die Hörner der Ovibovinae*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, S. 42—48, 8 Textfig., Upsala 1937.

BROTZEN, FRITZ, *Die Foraminiferen in Sven Nilssons Petrificata Suecana 1827*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 59—76, 6 Textfig., 1 Tafel.

BULMAN, O. M. B., *Carl Wiman's Work on the Structure of the Graptoloidea*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, S. 10—18, 1 text-fig., Upsala 1937.

BULMAN, O. M. B., *The Structure of Acanthograptus suecicus, and the Affinities of Acanthograptus*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 182—188, 2 text-figs.

EDINGER, TILLY, *Ein Steinkern der Gehirn-, Nasen- und Nebenhöhlen von Chiloterium*. — Bull. Geol. Inst., Upsala, Vol. XXVII, S. 32—41, 5 Textfig., Upsala 1937.

FRIANT, M., *Recherches anatomiques sur le Castor Anderssoni Schl. et considérations sur l'évolution dentaire des Castoridés*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVI, pp. 91—112, 27 text-figs., Upsala 1936.

HOPWOOD, A. TINDELL, *The identity of Elephas trogontherii Pohlig*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, pp. 19—24, Upsala 1937.

VON HUENE, FRIEDRICH, *Die Frage nach der Herkunft der Ichtyosaurier*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, S. 1—9, 5 Textfig., Upsala 1937.

JARVIK, ERIK, *On the Species of Eustenopteron found in Russia and the Baltic States*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, pp. 63—127, 18 text-figs., Upsala 1937.

LEHMAN, JEAN-PIERRE, *Les Poissons du Downtonien de la Scanie (Suède)*. — Mém. prés. à la Faculté des Sciences de L'université de Paris, No. 664, 98 pp., 8 pl., Rennes 1937.

Nach einer kurzen stratigraphischen Einleitung beschreibt Verf. Fischreste (Agnata und Pisces) aus dem Downton von Ramsåsa und Övedskloster (Sammlungsmaterial des Stockholmer Reichsmuseums). Es liessen sich nachweisen: Schuppen, 19 Typen von Telodus, 1 Type von Lanarkia, 35 Typen von Acanthodesarten, daneben 5 verschiedene Onchusformen, Panzerreste von Cyathaspis, Tremataspis, Cephalaspis und verschiedene Arthrodirenreste, einzelne Zähne und Kieferbruchstücke (wahrscheinlich von Elasmobranchiern und Acanthodesarten). Ein Kapitel ist der Histologie der Reste gewidmet, wodurch die systematische Zugehörigkeit sicher gestellt werden kann. Den Schluss der Arbeit bilden stratobiologische und stratigraphische Zusammenfassungen. Dank dieser Untersuchungen wird das

Downton-Alter fixiert, die Altersunterschiede zwischen dem Vorkommen von Ramsåsa und Övedskloster verdeutlicht. Die Fauna von Ramsåsa entspricht mehr der Facies von Gotland und Ösel, die von Övedskloster mehr dem oberen Teil des Downtons von Norwegen. Ein Vergleich der Fischreste mit Nachbargebieten ergibt, dass ein Teil der Formen aus den Horizonten »3—4« in Schonen dem tieferen Teil der Serie »K« auf Ösel entsprechen, die Fauna lässt sich nicht mit derjenigen gewisser norddeutscher-Geschiebe mit Fischresten in Übereinstimmung bringen, die Sande von Jelen (Norwegen) weisen gemeinsame Züge mit der Övedsklosterfauna auf. Das Vertebratenmaterial von Gotland ist noch zu wenig bekannt, um nähere Schlüsse daraus zu ziehen. Faunenlisten erleichtern die Übersicht und gestatten den schnellen Vergleich von Ramsåsa, Övedskloster, Norddeutsche Geschiebe, Norwegen und Gotland. Alle beschriebenen Formen sind gut und in ihrer Variation abgebildet.

F. Brotzen.

NILSSON, TAGE, *Ein Plagiosauride aus dem Rhät Schonens. Beiträge zur Kenntnis der Organisation der Stegocephalengruppe Brachyopoidei.* — Lunds Univ. Arsskr., N. F., Avd. 2, Bd 34, Nr 2. Kungl. Fysiogr. Sällsk. Handl., N. F., Bd 49, Nr 2. Medd. fr. Lunds Geol. Min. Inst., N:r 72, 75 S., 17 Textfig., 5 Tafeln, Lund 1937.

Das von *Gerrothorax rhæticus* T. NILSSON vorhandene Material, Partien des vorderen Rumpfskelettes mit den Elementen in ursprünglicher Lage sowie den Hinterteil eines Schädels umfassend, wird eingehend beschrieben und mit Gegenstücken verwandter Formen verglichen. Morphologische, systematische, phylogenetische und tiergeographische Resultate einer Erörterung der Gruppe Brachyopoidei werden vorgelegt.

Entsprechend dieser Abhandlung gehört *G. rhæticus*, im mittleren Teil des schonischen Rhäts gefunden, zu den am besten bekannten Formen der jüngsten Stegocephalen.

P. Thorslund.

SCHAUB, S., *Ein neuer Cavicornier aus dem Oberpliocen von Honan.* — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, S. 25—31, 2 Textfig., Uppsala 1937.

STENSIÖ, ERIK A:SON, *Notes on the Endocranium of a Devonian Cladodus.* — Bull. Geol. Inst., Upsala, Vol. XXVII, pp. 128—144, 7 text-figs., Uppsala 1937.

STENSIÖ, ERIK A:SON, *On the Devonian Coelacanthids of Germany with special reference to the dermal skeleton.* — Sthlm, Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl., Ser. 3, Bd 16, N:o 4, 56 pp., 12 plates, Uppsala 1937.

SÄVE-SÖDERBERGH, G., *On the dermal skulls of Lyrocephalus, Aphaneramma, and Benthosaurus, Labyrinthodonts from the Triassic of Spitzbergen and N. Russia.* — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, pp. 189—208, 12 text-figs., Uppsala 1937.

SÄVE-SÖDERBERGH, G., *On Rhynchodipterus elginensis n. g., n. sp. representing a new group of Dipnoan-like Choanata from the Upper Devonian of East Greenland and Scotland.* — Sthlm, Ark. f. Zool., Bd 29 B, N:o 10, 8 pp., 3 text-figs., Uppsala 1937.

SÄVE-SÖDERBERGH, G., *On the morphology of triassic Stegocephalians from Spitzbergen, and the interpretation of the endocranium in the Labyrinthodontia.* — Sthlm, Kungl. Vet. Akad. Handl., Ser. 3, Bd 16, N:o 1, 181 pp., 22 plates, Uppsala 1937.

TROEDSSON, GUSTAF T., *On the Cambro-Ordovician faunas of Western Quruq tagh, Eastern T'ien-shan.* With an Appendix: Report on a collection of graptolites from the Charchaq Series of Chinese Turkistan by O. M. B.

BULMAN. — Report fr. the scientific expedition to the North-Western Provinces of China under leadership of Dr Sven Hedin. The Sino-Swedish Expedition. Publ. 4, V, Invertebrate Palaeontology: 1, Palaeontologia Sinica, New Ser. B, Nr 2, Whole Ser. Nr 106, 74 + 6 pp., 10 plates, 8 text-figs, Stockholm & Nanking 1937.

WARBURG, ELSA, *Angelin's Lichas norvegicus* — a Silurian species. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, pp. 212—218, 4 text-figs, Uppsala 1937.

WIMAN, C., *Über eine in Leichenwachs umgewandelte Aal-Leiche aus der Ostsee 40 Km. SO von Stockholm.* — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVI, S. 309—322, 3 Textfig., Uppsala 1937.

WIMAN, C., *On supernumerary Metapodials in the Aepyornis, the Moas and some other Birds.* — Proc. Zool. Soc., London 1937.

WÄNGSJÖ, G., *On a new species of Benneviaspis from the Red Bay Series in Spitsbergen.* — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, pp. 209—211, 2 text-figs., Uppsala 1937.

ZDANSKY, OTTO, *Promephitis aus dem Ponticum von China.* — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVI, S. 323—330, 8 Textfig., Uppsala 1937.

Géologie quaternaire.

Dépôts et phénomènes glaciaux.

AHLMANN, H. W:SON and THORARINSSON, SIGURDUR, *Previous Investigations of Vatnajökull, Marginal Oscillations of its Outlet-Glaciers, and General Description of its Morphology.* — Sthlm, Geogr. ann. 1937, pp. 176—211, 12 text-figs., 2 plates.

Since Sveinn Pálsson, in 1794, Vatnajökull may be said to be classical ground of glacier research. Other previous investigations are given in a first chapter. Until very late the older investigations had touched only the peripheral parts of the glacier. The outlet-glacier of the Hoffellsjökull and its oscillations are described by Thorarinsson. His sections indicate that at a distance of 1.5 km from the present front the glacier has lost not less than 100 m in thickness since 1890. The position of the glacier margin of this year marks its greatest extension in historic, and perhaps even in postglacial times. The oscillations of other outlet-glaciers from Vatnajökull give the same conclusions and conform on the whole to conditions in Scandinavia and Spitsbergen which hardly can be interpreted in any other way than both regions having had not only similar but approximately contemporaneous climatic variations. An end chapter deals of the morphology of Vatnajökull.

C. G. Wenner.

AHLMANN, HANS W:SON, *Vatnajökull in Relation to other Present Day Iceland Glaciers.* — Sthlm, Geogr. ann. 1937, pp. 212—231, 3 text-figs., 1 plate.

The glaciation limits of different glaciers in Iceland are given, lowest 700 m above sea level on the high peninsula in NW Iceland, highest 1 450 m on the central Ódáhraun desert. Vatnajökull lies between the 1100 m isoglacihypse of the extremely maritime outer south coast district and the extremely arid central region with glaciation limits of more than 1 400 m.

C. G. Wenner.

HÖRNER, NILS, *Die heutige und ehemalige Vergletscherung im Richthofengebirge, Zentralasien.* — Verhandl. der III Intern. Quartär-Konf. Wien, Sept. 1936, 4 S., 1 Textfig., [Wien 1937].

JOHANSSON, SIMON, Senglaciala och interglaciala avlagringar vid ändmoränstråket i Västergötland (*Spätglaziale und interglaziale Ablagerungen am Endmoränstrich in Westergötland*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 379—454, 20 Textfig.

Die geologischen Verhältnisse am Nordende des Billingenberges und westlich davon sind zuerst bis zu dem Zeitpunkt besprochen an dem, das grosse Inlandeis bei seinem Rückgang das Gebiet passierte. Verf. wendet sich gegen die Erklärungsversuche von G. LUNDQVIST (in der Erläuterung zum Blatt »Lugnäs») betreffs der Bildungen, die im Zusammenhang mit der katastrophalen Senkung des Wasserstandes der baltischen Eissee bei und westlich von Nord-Billingen abgelagert wurden. Im folgenden berichtet der Verf. hauptsächlich über seine Beobachtungen bei Aufnahmen im Endmoränenstrich auf Blatt Lidköping, östlich vom Vänersee. Früher meinte man, die Endmoränen sind ganz normal ausgebildet. Die Bohrungen von Johansson ergeben indessen dass in gewissen Endmoränenstrichen mächtige Tone gotiglazialen Alters unter den Moränen und Sanden ruhen. Diese Tone sind vom anrückenden Inlandeis zusammen- und aufwärtsgeschoben. Verf. meint auch, dass bei dem katastrophalen Anzapfen bei Nord-Billingen gewaltige Massen von Detritus ins Meer hinausgefegt und vom Katastrophenstrom bis über das untersuchte Endmoränengebiet zwischen Lundsbrunn und Bybacka transportiert geworden sind. Einige gefundene Pflanzenfragmente im unteren Teil der quartären Bildungen des Gebietes deuten nach Johansson darauf hin dass das letzte Inlandeis sich über eine bewaldete »intermoräne» Landoberfläche bewegte. Zum Schluss gibt Verf. einen kurzen Bericht über die Lage der marinen und baltischen Grenzen während der Katastrophe. Die Niveauperänderungen im südlichen Ostseegebiet während der Zeit sind ebenfalls besprochen. O. Kulling.

KÖHLER, HILDING, *Studien über Nebelfrost und Schneebildung und über den Chlorgehalt des Nebelfrostes, des Schnees und des Seewassers im Halddegebiet*. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVI, S. 279—308, 10 Textfig., Uppsala 1937.

MANNERFELT, CARL, Resultaten från de sista årens glaciärmätningar i Alaska (*Resultate der Gletschervermessungen in Alaska während der letzten Jahre*). — Sthlm, Ymer, 1937, S. 249—252, 1 Textfig.

MANNERFELT, CARL, Redogörelse för undersökningar utförda med understöd av Andréefonden 1937 (*Bericht über mit Unterstützung des Andréefonds ausgeführte Untersuchungen*). — Sthlm, Ymer 1937, S. 340—341.

SANDEGREN, R., Götaälvsdalens kvartärgeologi (*Die Quartärgeologie des Götaälv-Tales*). — Geografdagarna i Göteborg 1937, S. 7—11, 2 Textfig., Gbg 1937.

Die quartären Ablagerungen des tektonisch bedingten und bis 200 m tief im archaischen Gneisplateau erodierten Tales des Götaälv bestehen hauptsächlich aus Tonen, die eine Mächtigkeit von ca. 100 m erreichen können. Bei Dösebacka, nördlich von Kungälv zeigen grosse Kiesgruben folgende Schichtenfolge: zuoberst 21 m Moräne, darunter fluviatiler Sand und unten wieder Moräne. Geschiebestudien zeigen, dass das Material der unteren Moräne nördlicher, der oberen ostnord-östlicher Herkunft ist, was mit den zwei aus der Gegend bekannten Systemen von Gletscherschrammen, eine ältere von N. und eine jüngere von ONO, übereinstimmt. Im Sande sind zerstreute Knochen von Mammut und Moskusochs gefunden, die hier auf sekundärer Lagerstätte liegen. Das interglaziale Alter dieser Funde ist somit festgestellt. R. Sandegren.

TANNER, V., Några ord i frågan om den sista landisens utbredningsgräns inom Fennoskandias nordligaste delar (*Einige Worte zur Frage der Verbreitungsgrenze des letzten Landeises in den nördlichsten Teilen Fennoskandias*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 97—108.

Verf. berichtet kurz über die Entwicklung der Frage von W. Ramsay's grundlegenden Untersuchungen in den letzten Jahren des vorigen Jahrhunderts bis heute. Die Hypothese über das Vorkommen eisfreier Landgebiete am Rande des Landeises in Fennoscandia, wo ein würmglaziales Floraelement überwintert haben sollte, ist kritisch behandelt. Tanner meint, dass es noch verfrüht sei, eine endgültige Antwort zur Frage der maximalen Grenze des letzten Landeises im nördlichsten Fennoscandia zu geben. Die Frage muss jedenfalls ausschliesslich mit den eigenen Hilfsmitteln der Geologie gelöst werden. Botanische Data werden zuerst wertvoll als geologische Beweise wenn wirklich fossiles Material vorgelegt wird.

O. Kulling.

Géochronologie.

DE GEER, EBBA HULT, *Raknehaugen*. — Univ. Oldsaksaml. Arb. 1937, pp. 27—54, 13 text-figs., Oslo 1938.

DE GEER, GERARD, *A new varve connection between four continents*. — Sthlm, Ark. f. Mat., Astr. o. Fys., Bd 25 B, N:o 27, 6 pp., 1 text-fig., Uppsala 1937.

DE GEER, GERARD, *New Geochronologic Possibilities*. — Sthlm, G. F. F. Bd 59, 1937, pp. 314—316.

Variations de niveau.

ALIN, JOHAN, *Fynd av stenyxna vid Kungsbackavägen (Fund einer Steinaxt am Kungsbackavägen)*. — Faesbiergha, Mölndals Hembygdsfören:s Tidn. Nr 9, S. 42—43, 48, 4 Textfig., Mölndal 1937.

In Mölndal, südlich von Göteborg, ist eine Steinaxt aus der Zeit 2000 v. Chr. in marinem Tongyttja gefunden. Durch Pollenanalyse wird gezeigt, dass die Axt erst während der Eisenzeit im Tongyttja eingebettet wurde. Damals waren noch die jetzigen Fässberg- und Krokslätt-Täler Sunde mit seichtem Wasser.

R. Sandegren.

BACKMAN, A. L., och CLEVE-EULER, ASTRID, *Om Litorinagränsen i Haapavesi och diatomacéfloran på Suomenselkä (Über die Litorinagrenze in Haapavesi und die fossile Diatomeenflora auf dem Suomenselkä)*. — Acta Soc. pro Fauna et Flora Fenn. 60, S. 209—244, 5 Textfig., Deutsche Zusammenfassung S. 243—244, H:fors 1937.

Ergänzung und Berichtigung zur Arbeit der beiden Verf. von 1922. Die Niveaus auf beiden Seiten der Käräsämäki-Pyhäjärvi-Grenze müssen mit 2.2 m, die aus dem nördlichen Teil von Käräsämäki mit 3 m und die aus Staatsforst Hetetlampi, Pyhäjoki mit 0.9 m erhöht werden. Die Werte aus Sievi sind zulässig. Die Litorinagrenze liegt somit in Haapavesi und benachbarten Teilen von Käräsämäki nicht 114 sondern 95, in Sievi 104 (Minimumwert) und im Hetetlampi, Pyhäjoki 106 m ü. d. M.

R. Sandegren.

BAGGE, AXEL, *Väst kustens stenåldersboplatser och nivåförändringarna. En översikt i anslutning till de senaste årens publikationer (Die Wohnplätze des Steinzeitalters der schwedischen Westküste und die Niveauveränderungen. Eine Übersicht über die Publikationen der letzten Jahre)*. — Sthlm, Fornvännan 1937, S. 357—369.

BERGSTEN, KARL ERIK, *Berättelse rörande arbeten med understöd av Andréefonden (Bericht über mit Unterstützung des Andréefonds ausgeführte Arbeiten)*. — Sthlm, Ymer 1937, S. 97—98.

BERGSTEN, KARL ERIK, Studier över Baltiska issjön i norra Vätternområdet (*Studien über den Baltischen Eissee im nördlichen Vättern-Gebiet*). — Lund Sv. Geogr. Arsb. 1937, S. 98—108, 6 Textfig., Deutsche Zusammenfassung S. 108.

Die vorliegenden Aufsätze versuchten einige spätglaziale Strandflächen des Vättern-Gebietes mit dem von Sauramo aufgestellten Relationsdiagramm in Zusammenhang zu bringen. Die Senkung des letzten Baltischen Eissees (B VI) kann in glazifluvialen Sedimenten jeder Seite des Vättern-Sees bestimmt werden, teils bei Flädesmon 5 km ONO von Medevi teils am Slumsjön, einem See 10 km N von Karlsborg. Das Sinken des Wasserspiegels betrug 24 m, und einige kleine Stauungen trafen in dieser Zeit ein. Südlich davon liegt B VI ungefähr 27—29 m über dem Yoldianiveau (Y I). Angenommene Eisrandlagen bei der Entstehung der verschiedenen Eissee-stadien werden auf einer Karte dargestellt.

C. G. Wenner.

*CLEVE-EULER, ASTRID, Neolithavet och dess gränser runt Fennoskandia (*Das neolithische Meer und dessen Grenze um Fennoskandia*). — 16 pp., 2 textfigs., English summary pp 14—15, Lindesberg 1937.

*CLEVE-EULER, ASTRID, Till Mellersta och Södra Sveriges postglaciala historia (*Zur postglazialen Geschichte Mittel- und Südschwedens*). — 101 pp., Several figs., English summary, Uddevalla 1937.

*CLEVE-EULER, ASTRID, *Bemerkungen zur vorläufigen Mitteilung Esa Hyypäs: »Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands, mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas»*. — 12 S., 1 Textfig., Lindesberg 1937.

HÖGBOM, A. G., Om ortnamn och nivåförändringar i Norrlands kustregioner (*Über Ortsnamen und Niveauveränderungen in den Küstengebieten des schwedischen Norrlands*). — Sthlm, Ymer, 1937, S. 103—168, 9 Textfig.

Nach dieser Darstellung haben Ortsnamen oft einen Zusammenhang mit älteren und jüngeren Strandlinien, die infolge der grossen Landhebung in Nordschweden oft weit vom heutigen Ufer entfernt liegen. Die »Skär«-Namen in den äussersten Schären von Typ Bådan, Plesan, Skallen, werden infolge der Landhebung nach und nach auf neue, aus dem Meere gehobenen Schären verlegt. Die Ähnlichkeit der Namen zwischen den norwegischen und nordschwedischen Küsten weist auf uralte Verbindungen hin. Die Änger-Namen als Naturnamen gehen auf Jahrhunderte vor unserer Zeitrechnung zurück. Ihr Verbreitungszentrum ist die westnorwegische Küste. Schon im ersten Jahrhundert n. Chr. verschwinden sie als Naturnamen und als solche haben sie ein -fjord zugefügt bekommen oder haben sich zu -ängen verändert. In Nordschweden scheinen die -änger-Namen etwas jünger als die meisten -sta-Namen zu sein. Der Aufsatz des Verfassers kann als erste Orientierung für dieses Forschungsgebiet dienen.

C. G. Wenner.

NILSSON, ERIK, Bidrag till Vätterns och Bolmens senkvartära historia (*Beitrag zur spätquartären Geschichte der Seen Vättern und Bolmen*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 189—204, 3 Textfig., 2 Tafeln.

Diese Untersuchung des Vätter-Sees hat ein Relationsdiagramm für die niederen Strandlinien, teils die des Baltischen Eissees teils die des Yoldiameres, gegeben. Auf dem Diagramm sieht man auch die sogenannte Sandölinie (= die Alt-Vättersee-grenze) und die Ancyclusgrenze. Als der Alt-Vättersee vom Meere isoliert wurde bekam er seinen ersten Abfluss ganz im Norden zwischen den Binnenseen Skirn und Tibon. Weil die Landhebung am grössten am Abflusse war, musste die Wasserfläche des Alt-Vättersees steigen. Sie bildete dort die Alt-Vättersee-grenze und erst danach bekam der Vättersee seinen gegenwärtigen Abfluss in der Nähe von Motala. Mit SAURAMOS Ostsee-diagrammen verglichen zeigt NILSSONS Diagramm eine vollständige Übereinstimmung. Die Ancyclussee hat nicht in den Vättersee kommen können. Bei Borenshult liegt nämlich die Ancyclusgrenze 82 Meter über dem Meere. Die Alt-Vättersee-grenze auf dem selben Diagramm liegt ungefähr

parallel zur Clypreusgrenze. Der Gross-Bolmensee war als ein ausgedehnter Eissee vom gegenwärtigen Bolmensee nördlich über die Laga- und Nissatäler und über die südliche Vätterseesenke ausgebreitet. Höhere Eisseebildungen des südlichen Vättersees gehören zum Gross-Bolmensee und auch zum Sträkeneissee.

C. G. Wenner.

NILSSON, ERIK, Kvartära klimatväxlingar i Britiska Ostafrika och Abessinien (*Quartäre Klimaveränderungen im Britischen Ostafrika und Abessinien*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 367—369.

Unter den Expeditionen nach Rift Valley 1927—28 und 1932—33 fand Verf. zwei scharf differenzierte pluviale Zeiten in den Seesedimenten registriert. Der Unterschied in Metern zwischen zwei auf einander folgende Altseeflächen ist ein Masstab für Schwankungen des Gleichgewichtes zwischen Niederschlag und Verdunstung. Graphisch dargestellte Kurven zeigen in Ost-Afrika, in Abessinien und in der Faium-Depression in Ägypten eine vollständige Übereinstimmung. Eine ergänzende Untersuchung im nördlichen Ägypten würde mit Europa eine Konnektion ermöglichen. Die letzte Interpluvialzeit ist durch einen sehr umfassenden Vulkanismus und grossen Dislokationen in Ost-Afrika charakterisiert.

C. G. Wenner.

STOLPE, PER, Nytt maximivärde för högsta stranden (*Ein neues Maximum der höchsten Küstenlinie*). — Lund, Sv. Geogr. Årsb. 1937, S. 210—211.

Die höchste Lage der spätglazialen Küstenlinie in Schweden hatte bisher A. G. HÖGBOM bei 284 m auf dem Skuleberget im Ångermanland festgestellt. Neuerdings fand Verf. auf einem Berg am Südende des Rosstjärnsee, 5 km nordost vom Skuleberget, eine deutliche Uferlinie 295 m über N. N.

R. Sandegren.

THOMASSON, H., Aldersgrupperingen inom västsvensk stenålder (*Die Altersgruppierungen in der westschwedischen Steinzeit*). — Gbg:s o. Boh. Fornminnesf. tidskr. 1936, S. 36—56, 4 Textfig., Göteborg 1937.

Die Arbeit gibt eine Zusammenfassung der Strandlinien an der Westküste Schwedens. Dazu sind die Wohnplätze und archäologischen Funde von Orust und Tjörn verbunden. Diagramme erläutern Material und Schlüsse. Die Strandlinien sind in ein Projektionsdiagramm (N—S orientiert und 10 km auf jeder Seite umfassend) eingezeichnet. Die Resultate werden in einer Landhebungskurve ausgedrückt (eine sehr ähnliche ist in G. F. F. 1938, S. 62 mitgeteilt). Besonders ist hier hervorzuheben, dass THOMASSON die Wohnplatzgruppe Säter II zur Dolmenzeit und auf 3 200 v. Chr. präzisiert.

G. Lundqvist.

Biogéologie.

ALM, GUNNAR, Sötvattenfiskarnas utbredning och den postarktiska värmeperioden (*Die Verbreitung der Süßwasserfische und die Subarktische Wärmezeit*). — Sthlm, Ymer, 1937, S. 299—314, 6 Textfig.

Die fischereibiologischen Untersuchungen zeigen, dass die Temperatur, O₂ und pH für die Lebensbedingungen der Fische die wichtigsten Faktoren sind. An Hand der geologischen Arbeiten über die Entwicklung der Seen während der postarktischen Zeit diskutiert der Verf. die Veränderungen der Fischfauna Schwedens. Er sagt u. a., dass die Fische Gebiete, die sie durch frühere Klimawechsel verloren haben, nun wiederzuerobern suchen. Z. T. dürfte es ihnen nicht gelungen sein, da die Seen durch die Klimaverslechterung ein niedrigeren pH bekommen haben. Die Verbreitung mehrerer Fische, z. B. des Brachsen, deutet an, dass die Streulokalen Relikte und keine neuerworbene Gebiete darstellen.

G. Lundqvist.

BACKMAN, A. L., Oxpina torvmark i Hammarland på Åland (*Das Torfmoor Oxpina in Hammarland, Åland*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 229—233, 2 Textfig.

Das Moor liegt 10.5 m über dem Meere. Die Schichtenfolge besteht von oben gerechnet, aus Torf, Süßwassergyttja, Salzwassergyttja und Litorinasand. Reiche Makroflora im Torf und Gyttja mit u. a. *Agrimonia eupatoria* (nicht früher in Fennoskandia gefunden) *Carex pseudocyperus*, *Ceratophyllum submersum*, *Lycopus europæus* und *Najas marina*. Die Pollendiagramme zeigen hohe Frequenz von *Picea* schon im untersten Teil der marinen Gyttja. Verf. hat früher gezeigt, dass die Fichte nach Åland eingewandert ist, als die Ufer hier 12 m höher als jetzt lagen.
R. Sandegren.

BAGGE, AXEL, Stenåldern vid Torne Träsk (*Das Steinzeitalter am Torne Träsk*). — Norrbotten 1937, S. 89—106, 6 Textfig., Luleå 1937.

In den letzten Jahren hat der begeisterte Sammler KNUT TINNBERG steinzeitliche Wohnplätze im inneren Norrland gesucht und grosse Sammlungen zusammengebracht, die neben neolithischen Geräten auch solche von augenscheinlich altertümlicheren Charakter umfassen. Nach seinen dem Historischen Museum eingeleiteten Berichten und Funden erörtert der Antiquar Dr A. BAGGE eine Gruppe von Fundplätzen am westlichen Ende des Torneträsk. Die hier eingesammelten Gegenstände sind aus Quarzsil und scheinen zum Teil von Menschen bearbeitet zu sein: Kratzer, Spitzen, Kerne und Splisse, die im Wasser abgerollt sind. Die Fundplätze liegen teils am jetzigen Ufer des Sees, teils höher, bis 83 m über dem See. Deshalb besteht die Möglichkeit einer Verbindung mit den Eisseestadien des Torneträsk und es lässt sich ein Zusammenhang mit der Komsakultur im nördlichen Norwegen vermuten.
K. E. Sahlström.

BAUMAN, A., Ny fyndort för fossil *Trapa natans* (*Ein neuer Fundort von fossilem *Trapa natans**). — Lund, Botan. Notiser 1937, S. 502.

B[AUMAN], A., Ny fyndort för *Trapa natans* (*Ein neuer Fundort für *Trapa natans**). — Jönköping, Sv. Mosskultur:s Tidskr. 1937, S. 428.

Verf. hat fossile Früchte von *Trapa natans* in Bäckamad bei dem See Östadsjön, Kirchspiel Väckelsång, Bezirk Kronoberg gefunden. *Trapa* ist früher in anderen Seen dieser Gegend angetroffen.
R. Sandegren.

BOHLIN, BIRGER, En kalktuff vid Allebergs ände (*Ein Kalktuff am Allebergs ände, Västergötland*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 357—358, 2 Textfig.

*CLEVE-EULER, ASTRID, *Tabellaria binalis* E. som interglacial reliket i Boksjön på gränsen mellan Dalsland och Norge (*Tabellaria binalis* E. als interglaziales Relikt in Boksjön auf der Grenze zwischen Dalsland und Norwegen). — Lund, Botan. Notiser 1937, S. 355—369, 5 Textfig.

CLEVE-EULER, ASTRID, Undersökningar över Öresund XXIV. Sundets plankton I. Sammansättning och fördelning (*Untersuchungen über den Öresund XXIV. Das Plankton des Sundes I. Zusammensetzung und Verteilung*). — Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd 33, Nr 9, Kungl. Fysiogr. Sällsk. Handl., N. F., Bd 48, Nr 9, 50 S., 1 Tafel, English summary S. 49—50, Lund 1937.

370 Sieb- und Netzproben sind untersucht und die Artfrequenzen nach einer subjektiven Methode angegeben (Artlisten nicht publiziert). Die Veränderungen des jährlichen Planktonlebens wird beschrieben. Von geologischem Interesse ist folgendes: Im Öresund findet sich ein baltisches Brackwasserplankton und ein halines Kattegattplankton. Daneben sind einige südliche Formen gefunden, die mit dem »Jütländischen« Strom gekommen sind. Einige der letzteren leben auch in den Tiefen des Öresunds. Principiell ist aber, dass das haline Kattegattplankton in unteren Wasserschichten lebt.
G. Lundqvist.

DAHLSTEDT, FREDRIK, *Trapagytter* och *Cladium* mossar i Södertäljetrakten (*Trapa-Gyttjen und Cladium-Moore in der Gegend von Södertälje*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 293—299, 6 Textfig.

Verf. hat einige Pollendiagramme aus Mooren in der Gegend von Södertälje, südwestlich von Stockholm, ausgearbeitet. Zahlreiche Fossilfunde von *Trapa natans* und *Cladium mariscus* liegen aus diesem Gebiete vor. *Trapa* wuchs hier während der postglazialen Wärmezeit. *Cladium*-Reste treten in mehr als 10 Mooren bis zum Ende dieser Periode auf, die Pflanze wächst aber noch als Relikt bei Fägel-sjön, Kirchspiel Ytterenhörna.
R. Sandegren.

ERDTMAN, G., *Literature on Pollen-Statistics and related topics published 1935 and 1936*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 157—181.

ERDTMAN, G., *Pollen grains recovered from the atmosphere over the Atlantic*. — Medd. fr. Göteborgs Botan. Trädg. XII, pp. 185—196, 2 text-figs, Göteborg 1937.

On board M. S. Drottningholm on her summer-voyages over the Ocean investigations of the pollen content of the air were conducted by means of vacuum cleaners. The pollen grains were caught in a bag of filter paper which later was chemically dissolved and the pollen grains isolated by centrifuging. The chief results are apparent from a map showing the route followed and the winds on different days. The absolute number of pollen grains and spores of fungi and mosses per 100 cubic metres of air declines from 18.0 in the North Sea to 0.7 in mid-ocean and rises to 15.0 off the coast of New England. These figures may be contrasted with 18 000 pollen grains per 100 cubic metres of air obtained from experiments conducted from April to June on the top of the water tower in the city of Västerås.

C. G. Wenner.

FAEGRI, K., und GAMS, H., *Entwicklung und Vereinheitlichung der Signaturen für Sediment- und Torfarten*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 273—284, 1 Textfig.

GAMS, H., *Darstellungsweise und Zeichenwahl für walddgeschichtliche Karten*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 285—289, 2 Textfig.

HALDEN, BERTIL E., »*Campylodiscus echineis*» — ett förvanskad diatomacénamn (»*Campylodiscus echineis*» — ein entstellter Diatomeennamen). — Sthlm, Sv. Botan. Tidskr., Bd 31, S. 131—133, 1 Textfig., Uppsala 1937.

Verf. stellt fest, dass der Namen der für Brackwasserablagerungen charakteristischen Diatomee »*Campylodiscus echineis*» nach dem ursprünglichen Autor, Ehrenberg, *Campylodiscus echeneis* geschrieben werden soll.
R. Sandegren.

HULTÉN, ERIC, *Outline of the history of Arctic and Boreal biota during the Quaternary period*. — 168 pp., 14 text-figs., 43 plates, Sthlm 1937.

The present representation of the history of arctic and boreal biota in Quaternary time gives a consequent interpretation of the distributional features observed in a large body of material, comprising all species known to the author to grow in Northeastern Asia and Northwestern America. The areas of the biota are reductions from the areas which had developed already during the great interglacial period. During the warm interglacial periods these plants had good possibilities for spreading. During the glacial periods, fragments bearing evidence of the former area were left on several larger or smaller refugia. By the interchange of these agencies the present areas were built up. The evolution to which the biota were subject during one glacial and one interglacial period is thus repeated, although to a different extent, during following glacial and interglacial periods. The Linnaean species were established during the great interglacial period or earlier. One of the conclusions with the widest bearing seems to be that the vascular plants ordinarily spread much more slowly than has been commonly assumed. Worldwide postglacial areas do not exist, except in the case of weeds introduced by Man. The drought during the interglacial periods has played a very important part in creating disjunctions, and not only the ice during the glacial periods and transgressions of water. During the hot, dry periods many plants could only persist on the most alpine summits. They then turned to rigid species there, and lost the capa-

city of later widening their area. Most arctic and numerous boreal plants radiated from the Bering Sea area, depending on glacial conditions. The flora of the district investigated is divided into equiformal progressive groups arranged according to the refugia on which their plants survived the maximum glaciation. Maps of these groups established by lines going through stations where equal numbers of the species belonging to the group in question now grow are found at the end of the paper.

C. G. Wenner.

HUMBLA, PHILIBERT och VON POST, LENNART, Galtabäcksbåten och tidigt båtbyggeri i Norden (*Das Schiff von Galtabäck und alter Schiffbau im Norden*) — Gbg:s Kungl. vet- o. vitt.samh. handl. 1937.

Eine ausführliche Behandlung der Versandung der Galtabäckslagune südlich von Varberg und die Methoden für geologische Zeitbestimmung der in der Lagune gefundenen Schiffe. Die Strandverschiebungskurve allein gibt mit unserer gegenwärtigen Kenntnis des eustatischen Faktors nur eine approximative Schätzung in das erste Jahrtausend nach Chr. Die Pollenflora des Lagunensandes gibt beim Vergleich mit den Pollendiagrammen nahe liegender Hochmoore und deren Rekurrenzflächen als Maximigrenze für das Alter der Schiffe Granlunds R. Y. II (400 n. Chr.).

C. G. Wenner.

KJELLMARK, KNUT, Förhistoriska hyddbottnar i Djurle myr, Ö. Torsås socken, Kronobergs län (*Vorgeschichtliche Hüttenböden im Torfmoor Djurle myr, Ksp. Torsås, Kronobergs län*). — Sthlm, Fornvännan 1937, S. 85—89, 6 Textfig., Deutsche Zusammenfassung S. 98.

Zwei in einem Torfmoore entdeckte, vorgeschichtliche Hüttenböden werden auf Grund der stratigraphischen Verhältnisse im Moore mit grösster Wahrscheinlichkeit in die ältere Bronzezeit datiert.

K. E. Sahlström.

MALMSTRÖM, CARL, Tönnersjöhedens försökspark i Halland. Ett bidrag till kännedomen om sydvästra Sveriges skogar, ljunghedar och torvmarker (*Das Versuchsrevier Tönnersjöheden in Halland. Ein Beitrag zur Kenntnis der südwestschwedischen Wälder, Heiden und Torfmoore*). — Medd. fr. Statens Skogsförsöksanst., H. 30, Nr 3, S. 323—528, 63 Textfig., 2 Tafeln, Deutsche Zusammenfassung S. 487—528, Sthlm 1937.

Von der Vegetation in Tönnersjöheden kann gesagt werden, dass sie einen Exponenten darstellt, der sich unter ziemlich oligotrophen und stark humiden Verhältnissen entwickelt hat. Die Entstehung der Heiden ist vom starken Eingriff der menschlichen Wirtschaft und von klimatischen und ernährungsgeologischen Verhältnissen abhängig. Über die Zukunft der im Versuchsrevier befindlichen künstlichen Bestände: für die Entwicklung der Fichte, Kiefer, Lerche und Bergkiefer sind keine Hindernisse mikrobiologischer oder ernährungsgeologischer Art vorhanden; für das weitere Gedeihen der Fichte bestehen keine klimatische Hindernisse; bei gegenseitiger Konkurrenz zwischen Waldbäumen vermögen Birke, Buche und Eiche sich am besten durchzusetzen. Bau und Entwicklungsgeschichte der Torfmoore werden beschrieben. Die Torfmoore waren bereits vor der Einwanderung der Buche vorhanden. Gegenwärtig liegt keine Versumpfungsfahr vor.

C. G. Wenner.

OSVALD, HUGO, Myrar och myrodling (*Moore und Moorkultur*). — 407 S., 177 Textfig.

HUGO OSVALDS Buch ist eine vortreffliche Zusammenstellung unserer jetzigen Kenntnis der Moore und Moorkultur in Schweden. In der Einleitung sind alle organogenen Erdarten populär aber genau beschrieben. Dann folgen verschiedene Typen der Moore und ihre Vegetation, die Geologie der Moore, die Eigenschaften der Erdarten in Hinsicht auf die Siedlung. Schliesslich findet sich eine ausführliche Behandlung der praktischen Ausnutzung der Torferdarten. Ein grosses Literaturverzeichnis, zahlreiche Illustrationen aus der Fachliteratur und ein Sachregister erhöhen den populärwissenschaftlichen Wert des Buches.

C. G. Wenner.

SANDEGREN, R., Skalgjusbankarna vid Bräcke och Kuröd (*Die Schalenbänke bei Bräcke und Kuröd*). — Geografdagarna i Göteborg 1937, S. 47—53, 3 Textfig., Gbg 1937.

Der spätglaziale Schalenbank bei Bräcke, östlich von Uddevalla, erreichte vor der jetzt beinahe vollständige Ausbeutung als Rohstoff für Kalkmehl zum »Hühnerfutter« eine Mächtigkeit von 12.9 m und war somit die mächtigste Ablagerung dieser Art in der Welt. Die grosse Mächtigkeit der Schalenbänke bei Uddevalla erklärt N. ODINER durch besondere Verhältnisse der Strömung. Es soll an der Mündung des spätglazialen mittelschwedischen Sundes ein am Meeresboden ostwärts gehender salziger Reaktionsstrom, der durch westwärts strömende Süswassermassen bedingt war, den Anlass für ein ausserordentlich reiches Tierleben gegeben haben. Nach dem Verf. zeigt der Aufbau der Schalenbänke, dass sie meistens aus Material bestehen, das von steilen Abhängen durch die Meeresbrandungen während der Landhebung hinuntergespült und als Ackumulationsterrassen am Fusse der Böschungen abgelagert wurde, was ausserdem aus der Lage der Ablagerungen hervorgeht. Die Arbeit enthält ein vollständiges Verzeichnis der fossilen Fauna der Schalenbänke bei Bräcke und Kuröd nebst Abbildungen der wichtigsten Arten. Zwei kleine Reste dieser Schalenbänke sind als Naturschutzgebiete reserviert worden.

R. Sandegren.

THOMASSON, H., Harpunfyndet från Hästefjorden (*Der Harpunenfund aus dem Hästefjorden-See*). — Gbg:s o. Boh. Fornminnesf. tidskr. 1937, S. 32—56, 12 Textfig., Göteborg 1937.

Der Fund besteht aus einer einseitigen grossgezahnten Harpune und mehreren Tierknochen (Elch, Bär, Luchs, und Singschwan) und wurde 1867—68 bei der Senkung des Hästefjorden in Dalsland angetroffen. Das Alter ist nach Thomasson (durch Feldarbeiten und Pollenanalyse der Funde) etwa 6 000 v. Chr. und gehört demnach zur ältesten Maglemosekultur. Thomasson diskutiert auch (mit Karten) einen grossen Teil der nordeuropäischen Knochengeräte.

G. Lundqvist.

Etude des sols et Géologie agricole.

BOOBERG, G., Jordmänskartering på Java (*Bodenkartierung auf Java*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 373—378.

Eine kurze Geschichte der Arbeitsmethoden, die bei der Versuchsstation für die Zuckerindustrie, Javas angewandt wurden, und die erhaltenen Resultate werden gegeben. Karten der Bindigkeit und Bodenfarbe sowie genetische Karten und Übersichtskarten sind angefertigt. Auf den genetischen Karten wird die Beschaffenheit und Form des Muttermaterials, Typus und Stadium der Verwitterung, ob der Bodenart residuär resp. sedimentär oder kolluvial ist sowie der Untergrund angegeben. Mit Hilfe dieser Karten sind sehr wichtige praktische Resultate gewonnen.

F. Rengmark.

EKSTRÖM, GUNNAR, Jordartsförhållanden å Offers försöksgård (*Bodenverhältnisse auf dem Versuchsgut Offer*). — Medd. fr. Centralanst. f. försöksväs. på jordbruksomr., N:o 472, S. 17—28, 3 Textfig., Sthlm 1937.

Die Darstellung gründet sich auf agrogeologische Untersuchungen während der Jahre 1931 und 1932 wobei Untergrund-, Bodenkrume- und Reaktionskarten angefertigt wurden. Die Bodenarten werden genetisch beschrieben und dann werden sie vom agrogeologischen Gesichtspunkte aus behandelt, wobei der Untergrund sowie die Bodenkrume genau beschrieben wird. Zwei Schlämmanalysen von der gewöhnlichsten Bodenart im Gebiet werden gegeben. Im grossen Ganzen ist der Ackerboden bei Offer ein gleichartiger Boden. Die Bodenkrume ist grösstenteils ein humusreicher Ton mit einem Humusgehalt von 6 à 7 %. pH für den Bodenkrume sowie für den Untergrund liegt gewöhnlich zwischen 6 und 7. Aus zwei verschiedenen Lokalen wird die Spaltebildung des Tones beschrieben und die Grundwasserhältnisse werden mittels Wasserstandsmessungen in zehn Beobachtungsbrunnen klargelegt. Die Einwirkung des Frostes auf dem Grundwasserstand wird ebenfalls behandelt.

F. Rengmark.

*EKSTRÖM, GUNNAR, Åkerjordarna i Skåne (*Die Ackerböden in Schonen*). — Sv. Gods och gårdar, V, S. 17—28, 4 Textfig.; VI, S. 9—20, 1 Textfig.; VII, S. 17—24, 1 Textfig.; VIII, S. 17—27, 2 Textfig., Uddevalla 1937.

EKSTRÖM, GUNNAR, Klimat och jordmån i Malmöhus län (*Klima und Boden im Bezirk Malmöhus*). — Medd. fr. Malmöhus läns skogs- o. betesvårdsfören., N:o 1, S. 9—15, 2 Textfig., Malmö 1937.

FRANCK, O., Undersökningar rörande fosforsyrans fastläggning i marken samt därmed sammanhängande gödslings- och kalkningsspörsmål (*Investigation into the absorption of phosphates in the soil and related manuring and liming problems*). — Sthlm, Kungl. Lantbr. Akad. Handl. o. Tidskr. 1937, N:o 7, pp. 822—856, 14 Text-figs., English summary pp. 855—856.

HJERTSTEDT, HERMAN, Analysmetoder, använda vid Svenska Mosskultur-föreningens kemiska laboratorium (*Untersuchungsmethoden im chemischen Laboratorium des Schwedischen Moorkulturvereins*). — Jönköping, Sv. Mosskultur. Tidskr., Bd. 51, 1937, S. 345—370, 429—476.

JOHANSSON, SIMON, Två viktiga undersökningar beträffande kalkning och gödsling (*Zwei wichtige Untersuchungen über Kalken und Düngung*). — Lantmannen. Svenskt land 1937.

JOHANSSON, SIMON, Om åkerjordens, speciellt lerjordens bearbetning (*Über die Bearbeitung des Ackerbodens, besonders des Tonbodens*). — Sthlm, Nya Dagl. Alleh. 1937.

LUNDBLAD, K., *Studies on podzols and brown forest soils*. — Soil Sci. 41 pp. 295—313, 383—394, Baltimore 1936.

In part I the author concludes that the study of the amphoteric properties of the colloids of these soils confirms Mattson's theory of isoelectric weathering. The results show that all the soils tested have developed through an acid type of weathering, the podzols being the products of the most acid weathering. The typical brown or podzolized forest soils result from a less pronounced acid weathering, whereas samples of an immature or acclimatic brown forest soil was due to weathering intermediate in acidity between the preceding two conditions. In part II the author reports the results of investigations on podzol and brown forest soil profiles as to their power of dye absorption. The absorption of acid and basic dyes is a promising method for a rapid and conclusive investigation of the colloidal properties of a soil, since it is comparable to ion absorption. M. W. S. in Ann. Bibl. Econ. Geol.

MATTSON, SANTE, and GUSTAFSSON, YNGVE, *The Electro-Chemistry of Soil Formation: I. The Gel and the Sol Complex*. — Lantbruks-Högsk. Ann., Vol. 4, pp. 1—54, 14 text-figs., Swedish summary pp. 52—53, Uppsala 1937.

MATTSON, SANTE, and WIKLANDER, LAMBERT, *The equi-ionic point and the point of exchange neutrality of soils*. — Lantbruks-Högsk. Ann., Vol. 4, pp. 169—189, 9 text-figs, Swedish summary pp. 188—189, Uppsala 1937.

MATTSON, SANTE, and GUSTAFSSON, YNGVE, *The laws of soil colloidal behavior. XVIII. Colloidal electrolytes*. — Soil Sci., Vol. 43, pp. 421—452, 14 text-figs, Baltimore 1937.

MATTSON, SANTE, and GUSTAFSSON, YNGVE, *The laws of soil colloidal behavior: XIX. The gel and the sol complex in soil formation*. — Soil Sci., Vol. 43, pp. 453—473, 8 text-figs., 1 plate, Baltimore 1937.

MATTSON, SANTE, and CHIUNG HOU, KWANG, *The laws of soil colloidal behavior: XX. The neutral salt effect and the amphoteric points of soils.* — Soil. Sci., Vol. 44, pp. 151—166, 13 text-figs., Baltimore 1937.

NYSTRÖM, E., Sammandrag av de meteorologiska observationerna vid försöksgårdarna Flahult och Gisselås under år 1930 (*Zusammenstellung der meteorologischen Beobachtungen auf den Versuchswirtschaften Flahult und Gisselås im Jahre 1930*). — Jönköping, Sv. Mosskulturf. Tidskr., Bd 51, 1937, S. 160—177, 10 Textfig.

Die in graphischen Darstellungen und Tabellen zusammengefassten Beobachtungen erstrecken sich neben den Niederschlags- und Temperaturbeobachtungen, insbesondere auch auf Bodentemperatur auf dem Erdboden und in 5, 10, 20, 50 und 100 cm Tiefe und zwar vergleichsweise auf Hochmoor- und Sandboden Flahults und Niedermoor in Gisselås, auf Schneedecke, Tiefe des Bodenfrostes und auf die Beobachtung von Spät- und Frühfrösten. Die Bodentemperaturen weichen auf den verschiedenen Bodenarten und in den verschiedenen Tiefen im Mittel nur wenig von einander ab. Der Sandboden ergab jedoch grössere Unterschiede als der Moorboden.
R. Sandegren.

OLSSON, JOHN, Om friktion och kohesion i lera (*Über Friktion und Kohäsion des Tones*). — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, V. o. V., S. 21—23, 1 Textfig., Norrköping 1937.

Eine Kritik über einen Aufsatz mit derselben Rubrik von W. Kjellman in Tekn. Tidskr. 1936. Die Scherfestigkeit des Tones ist hauptsächlich durch Kohäsion bedingt. In weicheren plastischen Tönen soll keine Friktion vorhanden sein. Die Kegelmethode der geotechnischen Kommission der schwedischen Staatsbahnen, die von K. kritisiert ist, wird verteidigt. Es gibt ein Relation zwischen der relative Zahl der Festigkeit (H_3) und der Scherfestigkeit.
F. Rengmark.

Redogörelse för inventering av odlingsjord å kronoparkerna nedanför odlingsgränsen i de två nordligaste Norrlands-länen. Avgiven av Kungl. Domänstyrelsens odlingskommission vid dennas upphörande i maj 1936. (*Bericht zur Inventierung der bebaubaren Böden in den Staatsländereien unterhalb der Bauungsgrenze in den beiden nördlichsten Norrlandsprovinzen.* Abgegeben durch die Königl. Domänenverwaltungs-Bebauungskommission bei ihrem Aufhören im Mai 1936). — Statens offentl. utredn. 1937:30, Jordbruksdep. 82 S., Sthlm 1937.

Zuerst wird über den Auftrag der Kommission und die allgemeinen Prinzipien der Inventierungsarbeit berichtet. Danach folgt eine Instruktion der Beamten mit allgemeinen Vorschriften über Ausrüstung, den Entwurf der Reisen, vorbereitende Rekognoszierungen etc., weiter eine Beschreibung der Einteilung und allgemeinen Eigenschaften der Mineralböden und Torfböden, sowie die Faktoren, die dafür massgebend sind, ob die Böden kulturfähig oder nicht. Beispiele von den Blanketten, die während der Inventierungsarbeit mit Beobachtungen ausgefüllt wurden, sind hinzugefügt. Zum Schluss wird ein Bericht über das Ergebnis der Inventierung erstattet und daneben ein Verzeichnis über sämtliche Gegenden, Lage zum Revier und Staatswald jeder Gegend, die Bodenfläche, die kulturfähig ist, und eventuelle Reservationen bei der Genehmigung.
F. Rengmark.

*RENGMARK, FOLKE, Berggrund och jordarter i Uppsala län (*Gesteine und Böden in Uppsala län*). — Sv. gods och gårdar, X, S. 17—24, 1 textfig., Uddevalla 1937.

TAMM, O., Mineralogiska studier i sandavlagringar å Hökensås och i övre Lagadalen (*Mineralogische Studien in Sandablagerungen auf dem Hökensås und im oberen Lagatal*). — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, S. 126—132, 2 Textfig.

TAMM, OLOF, Om de lågproduktiva sandmarkerna å Hökensås och i övre Lagadalen (*Über die schwachproduktiven Sandböden auf dem Hökenås und im oberen Lagatal, Südschweden*). — Medd. fr. Statens Skogsförsöksanst., H. 30, N:r 1, 66 S., 9 Textfig., Deutsche Zusammenfassung S. 60—66, Sthlm 1937.

Zuerst werden Höhenverhältnisse, Klima, Waldtypen und Bodenprofil des Untersuchungsgebiets behandelt und weiter die Bedeutung dieser Faktoren für den Waldwuchs. Der Verf. findet, dass weder der Ortstein, die Bleicherde, die Rohhumusdecke noch die Feuchtigkeitsverhältnisse der Böden die allgemeine Ursache des schlechten Waldwuchses im untersuchten Gebiet sein können. Die mineralogische Beschaffenheit des Bodens wird eingehend studiert. Zur Beurteilung der mineralogischen Beschaffenheit wird die sog. Basenmineralindexmethode angewandt. Es wird sehr schön gezeigt, dass der Wert des Basenmineralindex durchschnittlich mit dem Gehalt eines Sandes oder Kieses an grobkörnigen Bestandteilen wächst, und darum müssen in vielen Fällen die groben Oskiese mit schwereren, für die Vegetation wertvollen Mineralien angereichert worden sein. Das Hauptresultat der Untersuchungen ist der Nachweis der grossen Bedeutung der mineralogischen Beschaffenheit der Sand- und Kiesböden eines im grossen und ganzen schwachproduktiven südschwedischen Waldgebietes. F. Rengmark.

ÅNGSTRÖM, ANDERS, Jordtemperaturer i bestånd av olika täthet (*Soil temperature in stands of different densities*). — Sthlm, Medd. fr. Statens skogsförsöksanst., N:o 29, 1936—37, pp. 187—218, 15 text-figs., English summary p. 211.

Donnés biographiques.

BÆCKSTRÖM, OLOF, Nécrologies:

VON ECKERMANN, H., Olof Bäckström †. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, p. 373.

HÖGBOM, ALVAR, Olof Bäckström. In memoriam. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 351—356, 1 portrait, 1 text-fig.

DE GEER, STEN, Nécrologie:

SKOTTSBERG, CARL, Sten De Geer. Minnestal. — Bih. t. Gbgs Kungl. Vet.- o. Vitt. Samh. Handl. 55 (1936), pp. 31—36, Gbg 1937.

KURCK, CLAS, Nécrologie:

GRÖNWALL, K. A., Clas Kurck. $26/8$ 1849— $21/7$ 1937. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 347—350, 1 portrait.

NAUMANN, EINAR CHRISTIAN LEONARD, Nécrologie:

SKOTTSBERG, CARL, Einar Christian Leonard Naumann. Minnestal. — Bih. t. Gbgs Kungl. Vet.- o. Vitt. Samh. Handl. 55 (1936), pp. 51—55, Gbg 1937.

PALACHE, CHARLES, Bibliographie:

FITZ, MILDRED B., Published works by Charles Palache. — Menasha, Wis., Amer. Mineralogist, Vol. 22, No. 5, 1937, pp. 745—749.

RICHERT, JOHAN GUSTAF, Nécrologie:

SKOTTSBERG, CARL, Johan Gustaf Richert. Minnestal. — Bih. t. Gbgs Kungl. Vet.- o. Vitt. Samh. Handl. 55 (1936), pp. 44—48, Gbg 1937.

SJÖGREN, HJALMAR, Biographie:

GAVELIN, AXEL, Hjalmar Sjögren $13/6$ 1856, † $23/3$ 1922. — Sthlm, Kungl. Sv. Vet.-Akad. Årsb. 1937, pp. 275—291, 1 portrait, Uppsala 1937.

WIMAN, CARL, Bibliographie:

Bibliographia Wimaniana. A list of the writings of Professor Carl Wiman. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXVII, p. V—X, Uppsala 1937.

Miscellanées.

ERICSON, GÖSTA, Nyare metallmikroskop (*Neuere Metallmikroskope*). — Sthlm, Tekn. Tidskr., Bd 67, Bergsvet., S. 25—32, 25 Textfig., Norrköping 1937.

GAVELIN, AXEL, Sveriges Geologiska Undersökning. Årsberättelse för år 1936. (*Jahresbericht der schwedischen geologischen Landesanstalt 1936*). — S. G. U., Årsbok 30 (1936), 9 S., Sthlm 1937.

GAVELIN, AXEL, Sveriges geologiska undersökning [Den svenska officiella kartverksamheten år 1936] (*Die geologische Landesanstalt Schwedens* [Die schwedische offizielle Kartentätigkeit während des Jahres 1936]). — Sthlm, Globen 1937, S. 6—7.

OLSSON, ALFA, En hållristning och ett täljstensbrott i södra Bohuslän (*Eine Felsenzeichnung und ein Topfsteinbruch im südlichen Bohuslän*). — Gbg:s o. Boh. Fornminnesfören:s Tidskr. 1937, S. 24—31, 7 Textfig. Gbg 1937.

SAHLIN, CARL, Några av de äldsta tryckta arbetsbilderna från gruvhanteringsens område (*Einige der ältesten gedruckten Arbeitsbilder des Bergwerkbetriebes*). — Falun, Blad f. Bergshant. Vänner 1937, S. 195—209, 10 Textfig.

SANDEGREN, R., *Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1936*. — Sthlm, G. F. F., Bd 59, 1937, pp. 469—502.

SUNDIUS, N., und BYGDÉN, A., *Der Staubinhalt einer Asbestosislunge und die Beschaffenheit der sogenannten Asbestosiskörperchen*. — Arch. f. Gewerbe-pathologie u. Gewerbehygiene, Bd 8, 1937.

TROEDSSON, GUSTAF, Professuren i geologi, särskilt historisk geologi vid Upsala universitet II. Slutpåminnelser. (*Die Professur für Geologie, besonders historische Geologie an der Universität Upsala II. Schlussbemerkungen*). — 31 S., Lund 1937.

Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs im polnischen Südbaltikum nach neuen Tiefbohrungen in Jurata und Karwia.

Von

JAN SAMSONOWICZ.

(Manusk. eingegangen ¹⁷/₅, 1938.)

353

1. Tiefbohrung in Jurata.

Im März 1937 wurde in dem Bad Jurata auf der Halbinsel Hel eine neue Tiefbohrung beendet, die in einer Entfernung 1.2 km gegen SO von der Eisenbahnstation Jurata und ca 3.5 m über NN liegt.

Es liegen aus dieser Bohrung 72 Proben vor, welche die Sicherung des folgenden Profils ermöglichen:

0.00—0.25	m	humoser Sand
0.25—0.40	»	Flugsand, rostig
0.40—0.80	»	» gelb-rostig
0.80—1.60	»	» weiss
1.60—3.50	»	» »
3.50—3.65	»	Sand mit Torf
3.65—4.80	»	Sand, hell-bräunlich; 2 eingewehte Bruchstücke von <i>Cardium</i>
4.80—7.15	»	Sand, hell-grau
7.15—12.00	»	Sand, hell-grau: oben — Flugsand, unten — mariner Sand mit mergeligem Schlick, mit Bruchstücken von <i>Macoma</i> und <i>Cardium</i>
12.00—24.50	»	Sand, hell, mit <i>Macoma baltica</i> und <i>Cardium edule</i>
24.50—29.00	»	» » mit <i>M. baltica</i> u. <i>C. edule</i> (1 Schale und einige Bruchstücke)
29.00—31.00	»	Sand, hell-grau, mit dünnen Schichten des sandig-mergeligen Schlickes
31.00—31.40	»	Sand, gräulich, mit mehreren mergeligen Schlick-Schichten; <i>C. edule</i> (1 Schale), <i>M. baltica</i> (1 Schale) <i>Mytilus edulis</i> (4 Bruchstücke)
31.40—38.00	»	Sand mit sandig-mergeligem Schlick; <i>M. baltica</i> (1 Schale)
38.00—43.00	»	Sand mit <i>M. baltica</i> (3 Bruchstücke)
43.00—56.30	»	Sand, gräulich, mit dünnen Schichtchen des mergeligen Schlickes

11
nicht
genau

Lith

- 56.30—58.50 m Schlickiger Sand, mergelig, grau mit mehreren Schalen und Bruchstücken von *M. baltica*, *Mytilus edulis*; *Cardium* (1 Schale u. Bruchstücke), *Hydrobia ulvae* (2 ex.)
- 58.50—59.00 » Sandiger Schlick, grau, mergelig; *M. baltica* (1 vollständiges Exemplar, einige Schalen u. Bruchstücke u. a. junger Individuen), *M. edulis* (2 Bruchstücke), *C. edule* (1 junge Schale)
- 59.00—90.00 » (nur 2 Proben!)
 a) oberer Teil: sandiger Schlick, gräulich, mit Vivianitflecken; *Cardium*, *Mytilus*, *Macoma*, *Hydrobia ulvae* (1 Ex.)
 b) unterer Teil: sandiger Schlick, gräulich-gelblich, ohne Macrofossilien
- 90.00—99.70 » (5 Proben) Schlick, gräulich u. gelblich, mergelig, mit ziemlich häufigen Muscovitblättchen, ohne Macrofossilien
- 99.70—100.40 » Bänderton, grau u. rötlich, stark mergelig
- 100.40—104.50 » (3 Proben) Geschiebemergel
- 104.50—105.00 » Bänderton
- 105.00—112.00 » (3 Proben) Geschiebemergel
- 112.00—114.00 » Sand, Kies und Gerölle, dazwischen 3 glaukonitführende Phosphoritknollen; »harte« Kreide mit *Bel. mucronata* und Feuersteinknollen (mehrere Hohlräume nach den Spongiennadeln); lose abgerollte Bruchstücke von *B. mucronata*; palaeozoische Kalksteine; kristalline Gesteine; 1 Gerölle 7.5 cm lang des feinen festen glaukonitischen Cenoman-Sandsteins mit *Serpula hexagona* A. ROEM. (sehr häufig), *Avicula seminuda* DAMES (1 Ex.), *Pecten* sp. (1 Ex.)
- 114.00—146.90 » (5 Proben) Grünsand, fein, tonig, mit spärlichen Körnern des nordischen kristallinen Materials; in der Probe aus der Tiefe 144.30—146.90 m sind kristalline Gerölle häufig. (Scholle!)
- 146.90—147.90 » Sand und Grand, bräunlich, mit reichlichem nordischem Material
- 147.90—162.00 » (6 Proben) Schlicke und feine schlickige Sande mit Muscovit und Glaukonit, kalkfrei, grünlich und gräulich mit dünnen schwarzen Tonschichtchen (Scholle!)
- 162.00—174.00 » Schlicke und schlickige Sande, weiss oder grünlich, reich an Muscovitblättchen, mit häufigen kleinen Geröllen, vorwiegend von Kalksteinen (umgearbeitete Scholle!)
- 174.00—180.00 » (3 Proben) Ton etwas schlickig, schwarz und dunkelgrün, kalkfrei, mit Muscovit und Glaukonit, mit kleinen kugeligen Gipskonkretionen und seltenen grossen, gut abgerundeten Quarzkörnern
- 180.00—182.00 » Ton, schwarz-grünlich, mit Glaukonit und spärlichen Muscovitblättchen, kalkfrei; *Lenticulina comptoni* Sow. (1 Ex.)
- 182.00—184.00 » Ton, schwarz, etwas mergelig, schwach glaukonitisch, mit abgerundeten Quarzkörnern; seltene Foraminiferen: *Lent. comptoni* (3 Ex.), *Anomalina lorneiana* d'Orb. (6 Ex.), *Globigerina cretacea* Rss. (3 Ex.)

- 184.00—188.00 m (2 Proben) Ton, schwarz, kalkig
 188.00—194.00 » (3 Proben) Ton, schwarz, stark kalkig, reich an Muscovit
 194.00—196.00 » Ton, schwarz und schwärzlich, reich an Muscovit
 196.00—200.00 » (2 Proben) Ton, schwarz, sandig und kalkig, reich an Glaukonit
 200.00—204.00 » (2 Proben) Ton, dunkel-grünlich und gräulich, stark sandig, kalkig, reich an Glaukonit und Muscovit
 204.00—208.00 » (2 Proben) Sand, grau-grünlich, fein, tonig u. kalkig, mit Glaukonit u. Muscovit
 208.00—210.00 » Sand, wie der vorherige, mit *Lingula Krausei* DAMES (1 Bruchstück)
 210.00—212.00 » Sand, fein, hell-grün, kalkig, mit Muscovit u. Glaukonit. Enthält abgerollte Quarzkörner (bis 5 mm) und kleine Sandsteinknollen. Es kommt hier vor: *Lingula Krausei* (6 Bruchstücke), *Neithea quinquecostata* (1 Bruchstück), *Pecten orbicularis* Sow. (2 Bruchstücke der linken und 1 Bruchstück der rechten Schale), *Pecten* sp., *Avicula (Oxytoma) pectinata* Sow. (2 Bruchstücke)
 212.00—214.00 » Sand, wie voriger, mit *Lingula Krausei* (5 Bruchstücke) und *Pecten* sp.
 214.00—215.00 » Sand, wie der vorherige
 215.00—218.00 » Sand, fein, dunkel-grün, kalkig, glaukonitreich, mit *Serpula Damesi* NOETLING (1 vollständiges Exemplar) und eine kleine *Anomia*?
 218.00—219.00 » Sand, wie voriger
 219.00—221.00 » Sand, wie voriger, mit *Pecten* sp. (1 Bruchstück)
 221.00—223.00 » Sand, wie voriger, mit *Serpula Damesi* NOETLING (1 Ex.) und *Serpula hexagona* A. ROEM. (2 Ex.)
 223.00—252.00 » (keine Probe, nur nach dem Bohrregister) Sand, stark tonig, grünlich, schwarz gestreift.

2. Die Tiefbohrung in Karwia.

Die 1936 beendete Tiefbohrung in Karwia (Karwen) liegt 375 m von der Meeresküste entfernt und in ca 4 m Höhe über NN. Aus dieser interessanten Bohrung wurden uns die Gesteinsproben zugeschickt, die das gesamte Profil im allgemeinen darzustellen ermöglichen.

- 0.00—2.00 m Flugsand, gräulich
 2.00—3.00 » Sand mit Torf
 3.00—21.50 » Sand, gräulich, fein bis mittelkörnig, ohne Fauna oder Microflora
 31. 21.50—37.20 » Geschiebemergel, gelblich, schwach sandig
 37.20—39.90 » Sand, tonig, dunkel-braun, mit Muscovitblättchen und grossen (bis 1 cm) Quarzkörnern; schwach kalkig; seltene kleine nordische Geschiebe
 39.90—41.90 » Letten, schiefrig, braun und schwarz, kalkfrei, mit grossen gut abgerundeten Quarzkörnern

- 41.90—44.90 m Toniger Sand, fein, dunkel-braun, kalkfrei, mit mehreren Muscovitblättchen
- 44.90—48.90 » Toniger Sand, dunkel-braun, kalkfrei, mit mehreren gut abgerundeten Quarzkörnern bis 1 cm
- 48.90—60.90 » Letten, schiefrig, dunkel-braun, kalkfrei, reich an Muscovit, und feiner toniger Sand, braun, mit mehreren Quarzkörnern (bis 3 mm)
- 60.90—71.90 » Ton, feinsandig, hell-grau, kalkfrei, reich an Muscovit
- 71.90—82.90 » Sand und Kies mit reichem nordischem Material (Granite, paläozoische Kalksteine) und Geschiebemergel, grau
- KR 82.90—179.90 » Grünsand, tonig, reich an Muscovit, stark kalkig, mit gut abgerundeten grösseren Quarzkörnern
- 179.90—184.90 » Ton, sandig, dunkel-grau und schwarz, mit seltenen winzigen Bruchstücken von unbestimmbaren Lamellibranchiaten, und Mergel, grünlich-ashgrau mit seltenen Quarzkörnern
- 184.90—189.90 » Grünsand, tonig, kalkhaltig, mit spärlichen Muscovitblättchen
- 189.90—241.40 » Grünsand, wie oben, teilweise gräulich
- 241.40—241.55 » Konglomeratschicht: unter den durch den Bohrmeissel zertrümmerten Geröllen sind vorhanden: Sandstein, hart, braun, eisenolithisch, mit Faunaresten, u. a. 7 zusammengewachsene Individuen einer kleinen *Ostrea*; Sandstein, hart, grau, mit grossen Quarzkörnern und mehrere Bruchstücke der weissen kalzinierten unbestimmbaren Lamellibranchiaten-Schalen; Toneisenstein, gelb; Kalkstein, braun; Pyritkonkretionen mit unbestimmbaren Fossilien
- 241.55—242.20 » (keine Probe, nur nach dem Bohrregister) Grünsand, tonig, teilweise gräulich.

3. Stratigraphie der in Jurata und Karwia durchbohrten Bildungen.

Die postglaziale Serie ist in der Bohrung Jurata 99.7 m dick. Unten sind diese Bildungen feinkörnig, nach oben werden sandige Bestandteile immer reicher, was in Verbindung mit der fortschreitenden Verflachung des postglazialen Meeres steht. Der in der Postglazialzeit stattgefundenen Sedimentationsverlauf ähnelt fast gänzlich dem in Bad-Hel, was man gut aus dem Diagramm (Textabb. 1) sieht. Dieses Diagramm stellt das Verhältnis zwischen den sandigen (mit der Korngrösse über 0.1 mm im Diameter) und den schlickig-tonigen (unter 0.1 mm) Sedimentbestandteilen in den beiden Bohrungen vor. Die Grenzlinie (0.1 mm) für Bad-Hel liegt unter derselben für Jurata, was nur durch etwas grössere Entfernung Bades Hel von der damaligen Meeresküste erklärt sein kann: grössere Entfernung verursachte die Zufuhr des feineren Materials. Die ausführlichen Beschreibung der Postglazial-

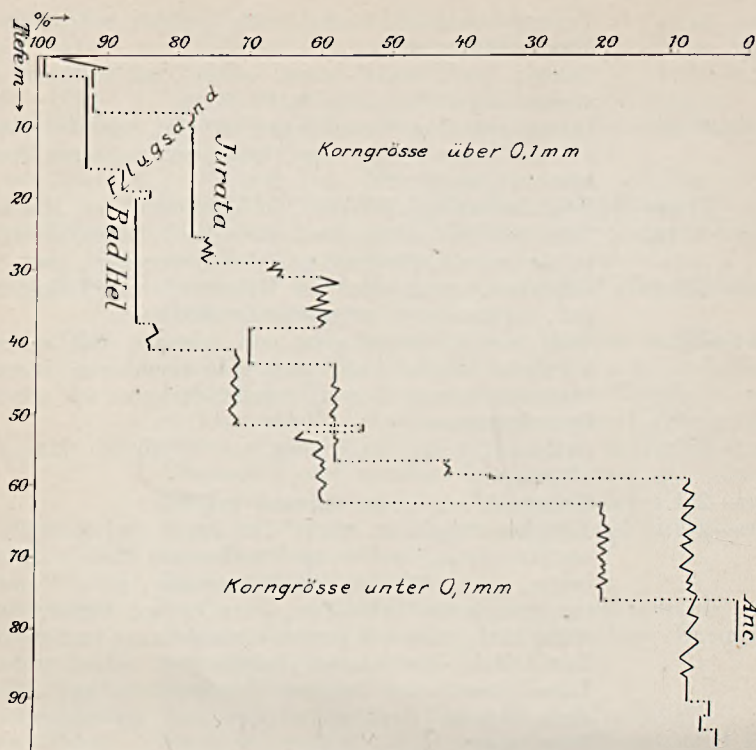


Abbildung 1. Diagramm der 0.1 mm-Korngrösse der Postglazial-Sedimente in den Bohrungen Bad-Hel und Jurata.

Bildungen in den beiden Bohrungen gibt R. SANDEGREN (1935, 1938).

In der Karwia-Bohrung gehören zu dem Postglazial wahrscheinlich die Sande bis 21.5 m. Wegen der ungenügenden Probenserie kann man darüber nichts näheres sagen.

Die glaziale Serie in der Bohrung Jurata ist 74.3 m dick. Der Geschiebemergel aus der Tiefe 100.4—112 m und der darüber liegende Bänderton gehören wahrscheinlich zur letzten Vereisung (Gotiglazial).

In der Tiefe 99.7—100.4 m erscheint eine Schicht des Bändertons, die freilich der 3.45 m dicken Bändertonschicht aus der Tiefe 97.0—100.45 m in der Bohrung Bad-Hel entspricht (s. Textabb. 2). Der glaziale Stausee, in dem sich der Bänderton während eines kurzfristigen Rückzuges des Eises gebildet hatte, erstreckte sich also von Bad-Hel mindestens bis Jurata.

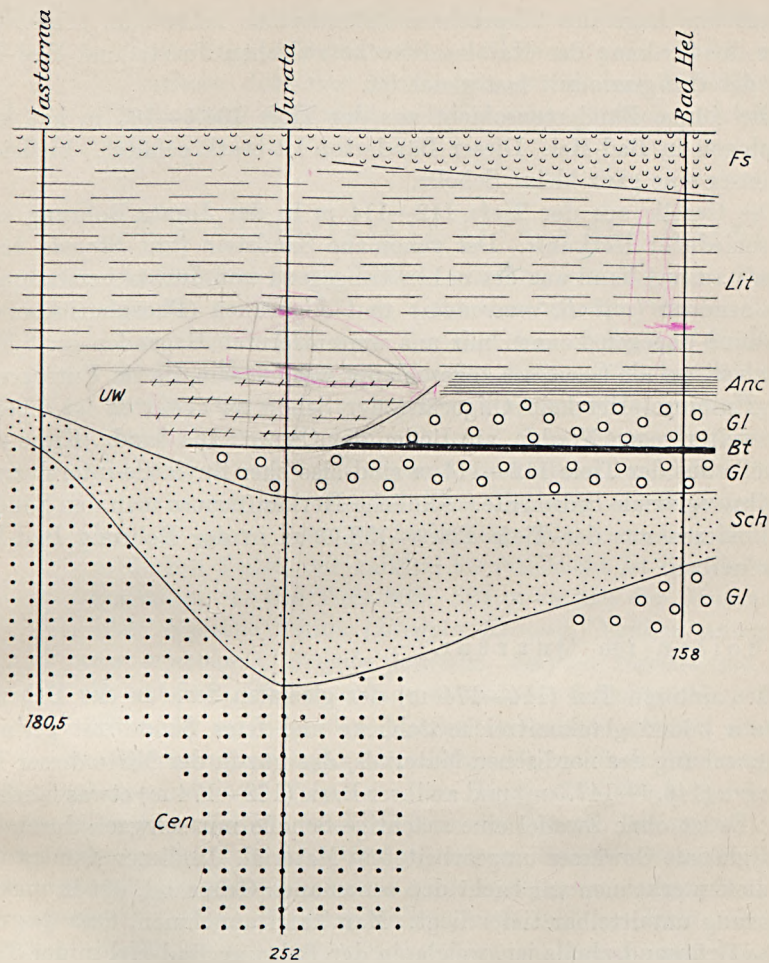


Abbildung 2. Schematisches Profil durch die Bohrungen Jastarnia, Jurata und Bad-Hel. Zeichenerklärung: *Fs*-Flugsand, *Lit*-Litorina-Bildungen (*UW*-Ur-Weichselmündung-Bildungen aus der Früh-Litorina-Zeit nach R. SANDEGREN 1938), *Anc*-Ancyclus-Bildungen, *Gl*-Glazial und Interglazial, *Bt*-Bänderton, *Sch*-Cenoman-Scholle, *Cen*-Cenoman in situ.

Diese Bändertonschicht ist in Jurata fast fünfmal dünner und seine Oberkante liegt 1.7 m tiefer als in Bad-Hel (in Jurata —96.2 m und in Bad-Hel —94.5 m unter NN). Es ist möglich, dass diese Schicht in Jurata ursprünglich mächtiger war und erst später durch die Erosion des Ur-Weichselstroms angegriffen wurde. Nach der Vermutung von R. SANDEGREN (1938) wurde das Fehlen in Jurata der in Bad-Hel auf der Bändertonschicht liegenden Sedimente (oberen Geschiebemergels und Ancyclus-Schiefers) durch dieselbe Erosion verursacht.

Aus der Lage des besprochenen Bändertons kann man schliessen, dass die Senkung der Halbinselstrecke zwischen Jurata und Bad-Hel seit der Gotiglazialzeit fast gleich ist.

Die dünne Bändertonschicht aus der Tiefe 104.5—105 m hat kein Analogon in Bad-Hel. Dieser Bänderton ist stark gefaltet. Vielleicht bildet er eine ganz kleine Scholle.

Die Gerölle aus der Tiefe 112—114 m in der Jurata-Bohrung sind verschiedener Herkunft. Der cenomane Sandstein (mit *Serpula hexagona* u. s. w.) kann aus der nahen Umgegend von Jurata herkommen. Die senonen (mit *B. mucronata*) und oligocänen (Phosphoritknollen) Gesteine dagegen können nur aus weitentfernten Gegenden im Süden durch fliessende Gewässer zugeschleppt worden sein, da im Untergrund der Halbinsel Hel kein Oligocän oder Senon zu erwarten ist, ebenso wie weiter gegen Norden, am Boden der Ostsee. Die Sande, Kiese und Gerölle aus der Tiefe 112—114 m sind also eher fluviatile interglaziale, als fluvioglaziale Sedimente. Ähnliche Herkunft muss man den Sanden und Kiesen aus der Tiefe 134.7—158.08 m in der Bohrung Bad-Hel zuschreiben.

Schollen im Quartär.

Den unteren Teil (114—174 m) der glazialen Serie in der Bohrung Jurata bilden glaukonitreiche Schlicke und feine Sande mit geringer Beimischung des nordischen Materials, das nur in der Mitte dieser Bildungen (146.9—147.9 m) und an ihrer Basis (162—174 m) etwas häufiger ist. Es ist ohne Zweifel eine mächtige Scholle mit schwach durch Eis und glaziale Gewässer umgearbeitetem Material. In diesen Sanden und Schlickern erkennen wir leicht den cenomanen Grünsand, der in unserer Bohrung unmittelbar tiefer liegt. Man kann annehmen, dass das dieselbe Grünsandscholle ist, welche in der Bohrung Bad-Hel in der Tiefe 111.2—134.7 m angetroffen wurde. In der Bohrung Jurata ist sie fast dreimal mächtiger als in Bad-Hel. Zu derselben gewaltigen Scholle gehört wahrscheinlich der zum Teil entkalkte und mit nordischem Material vermischte Grünsand aus der Tiefe 88—100 m in der alten Bohrung in Jastarnia (nach ZEISE und WOLFF, s. SAMSONOWICZ 1935).

In der Tiefbohrung von Karwia mitten im Glazial liegt in der Tiefe von 37.2 bis 71.9 m eine 34.7 m dicke Scholle von Braunkohlenbildungen. Es sind braune oder schwarze tonige Quarzsande, Tone und Letten. Im obersten Teile (37.2—39.9 m) sind sie mit glazialen Material vermischt. Ähnliche miocäne Sedimente kommen zutage 5 km östlich von Karwia, an der Meeresküste bei Jastrzebia Góra und Rozewie (Rixhöft), von wo ihre Aufschlüsse sich gegen SO bis

Chłapowo erstrecken. Es ist möglich, dass die miocäne Scholle in Karwia von dieser Gegend her stammt. Andererseits aber haben wir jetzt keine Sicherheit, dass das Miocän der erwähnten Aufschlüsse im Ganzen in situ liegt und nicht teilweise oder gänzlich aus losen Schollen besteht.

Untergrund des Quartärs in Jurata und Karwia.

In dem Jurata-Bohrloch in der Tiefe 174 m fängt eine Serie der Tone und Quarzsande an, die bis 252 m nicht durchsunken wurde. Die Sande wiegen im unteren Teil vor. Sie sind fein, hell- und dunkelgrün, glaukonitreich. Man kann sie als echte »Grünsande« betrachten. Gegen oben wurden sie tonig und gehen kontinuierlich in sandige, schwarz und dunkelgrüne, glaukonitführende Tone über. Im untersten Teile (223—252 m) ist der Grünsand auch etwas reichlicher von Tonschlieren durchzogen, die eine dunklere Färbung des Sedimentes bedingen. Fast die ganze Serie ist kalkhaltig, mit Ausnahme seines obersten, 8 m dicken Teiles, der kalkfrei ist (vielleicht ist das die sekundäre Entkalkung). In der Tiefe 208—223 m enthält der Grünsand eine kleine aber typische Fauna (*Lingula Krausei*, *Neithea quinquecostata*, *Pecten orbicularis*, *Avicula pectinata*, *Serpula Damesi* und *S. hexagona*),¹ die auf das mittel-cenomane Alter dieser Schichten hinweist. Die tiefer (223—252 m) liegenden tonigen Grünsande können schon dem unteren Cenoman (und sogar dem oberen Alb) gehören. Die mergeligen, grünlich-schwarzen Tone aus der Tiefe 174—208 m gehören wahrscheinlich dem mittleren und teilweise dem oberen Cenoman. Gefundene, hier (in der Tiefe 180—184 m) seltene Foraminiferen (*Lenticulina comptoni*, *Anomalina lorneiana* und *Globigerina cretacea*) haben keinen speziellen, weder stratigraphischen, noch faziellen Wert. Diese Tone ähneln faziell den cenomanen Letten Litauens, deren obere Altersgrenze durch Anwesenheit von *A. plenus* bezeichnet ist.²

Die Ergebnisse der Tiefbohrung in Jurata ermöglichen uns dem mergeligen Grünsand, welcher im alten Jastarnia-Bohrloch (in der Tiefe 100—180 m) nachgewiesen wurde, cenomanes Alter zuzuschreiben.

Derselben Kreide-Stufe gehört der Grünsand in der Karwia-Bohrung, wo er eine grosse Mächtigkeit (fast 160 m) erreicht. Das Gestein ist hier vorwiegend tonig und enthält eine wahrscheinlich ganz dünne Mergel-

¹ In den Geschieben wurden diese beiden *Serpula*-Arten niemals zusammen gefunden (NOETLING, 1885).

² J. DALINKEVICIUS, 1934 gliedert die ältesten Kreidebildungen Litauens folgenderweise: 1. grünlich helle kalkfreie, schwach glaukonitische Sande-Alb-Vracon; 2. grünlich schwarze kalkfreie Letten-Cenoman; 3. grünlich schwarze mergelige Letten mit *Actinocamax plenus* BLV.-Übergangsschichten vom Cenoman zum Turon.

schicht (in der Tiefe irgendwo zwischen 179.9 und 184.9 m) und eine 15 cm dicke Konglomeratschicht in der Tiefe 241.40 m.

Faziell entspricht der cenomane Grünsand aus den Bohrungen in Jurata, Jastarnia und Karwia gänzlich dem »Arnager Grönsand« auf Bornholm (nach RAVN, s. ÖDUM, 1928). Der letzte erreicht eine Mächtigkeit von ca 180 m. Das ist die grösste bekannte Mächtigkeit des Cenomans dieser Fazies.

Im süd-westlichen Ostseegebiet, zwischen Bornholm und Halbinsel Hel, wurden also die beträchtlichen Massen des ufernahen Cenoman- (und vielleicht Alb-?) Grünsandes angehäuft, während weiter gegen Süden (in Vorpommern; in Posen—Bohrloch Sielec) in der Grünsandfazies nur das obere Alb (und Untercenoman) entwickelt ist, höhere Kreidestufen dagegen mergelige und kalkige Sedimente, die im tieferen Meere abgelagert wurden, darstellen (DEECKE, 1907; WOLANSKY, 1932; POLUTOFF, 1933). Aus diesen Tatsachen schliesst man mit Recht, dass während der Cenomanzeit die Achse der Sedimentation-Mulde weit südlich von dem Südbaltikum lief. Ostpreussen und Litauen lagen schon am östlichen Rande dieser Mulde. Daher weist das Cenoman dieser Gegenden viel geringere Mächtigkeit (in Litauen, nach DALINKEVIČIUS, bis ca 50 m) und weniger typische Entwicklung (in Ostpreussen nach SPULSKI in TORNUST, 1910).

4. Einige Bemerkungen über den Bau des tieferen Untergrundes im Südbaltikum.

Die Oberfläche des Cenomans hebt sich von —170.5 m unter NN in Jurata bis ca —97 m unter NN in Jastarnia. In Karwia liegt sie —78.9 m unter NN. Diese Unebenheiten sind sekundär, durch die präquartäre und glaziale Abtragung verursacht. Die primäre Oberfläche des Cenomans ist uns auf der ganzen Strecke zwischen Jurata und Karwia unbekannt. Die obere »weisse« Kreide fehlt hier gänzlich. Dieses Fehlen ist selbstverständlich auch sekundärer Herkunft: diese Bildungen fielen der Abtragung restlos zum Opfer. Das nächste Auftreten der weissen Kreide befindet sich in Pogórze (Pogorsch, 20 km süd-westlich von der Halbinsel Hel, s. Texttabb. 3), wo in der Tiefe 159 m (—81 m unter NN) »glaukonitischer Tonmergel« angetroffen wurde (nach JENTZSCH, s. ZEISE, 1903).

Von besonderem Interesse für den Bau des Quartäruntergrundes sind die Bestandteile des Konglomerates aus der Tiefe 241.40—241.55 m in der Bohrung Karwia. Alle seine Gerölle stammen ohne Zweifel aus dem Dogger der pommerschen Fazies her. Sie ähneln ganz gut den Batho-

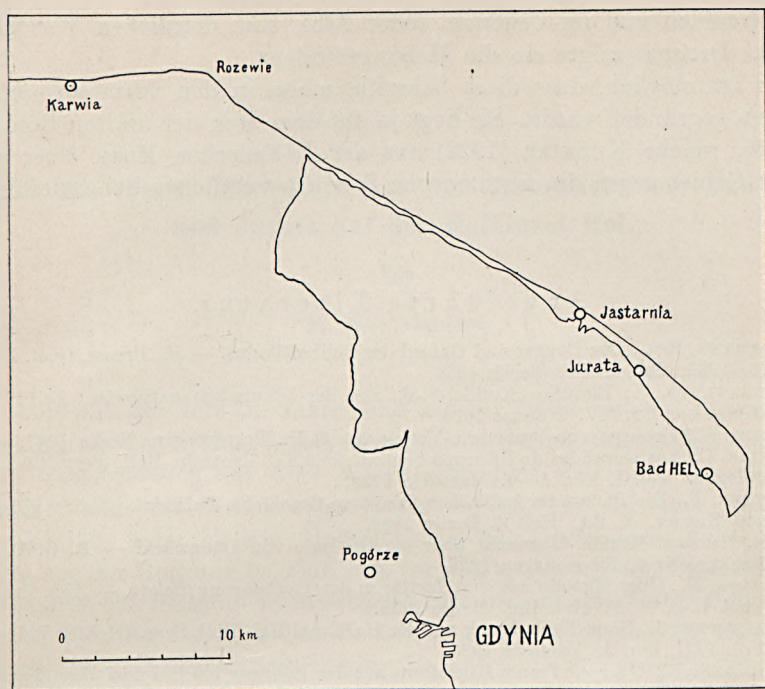


Abbildung 3. Tiefbohrungen auf der polnischen Ostseeküste.

nien-, eventuell Callovien-Gesteinen, die DEECKE (1907) und BRINKMANN (1923) beschrieben haben. Im Westen tritt brauner Jura zutage erst bei Kammin. Gegen Osten in mehreren Schollen der Umgegend von Kolberg und in einer Tiefbohrung in Köslin wurde nur der obere Jura nachgewiesen. Es ist zweifelhaft, ob die Dogger-Gerölle des Konglomerates von Karwia erst von Kammin herkommen. Es ist dagegen möglich, dass irgendwo zwischen Karwia und Köslin im tieferen Untergrund eine aus dem Mitteljura gebildete Aufwölbung existiert.

Auffallend ist das Fehlen der Gesteine des oberen Jura unter den Komponenten des Karwia-Konglomerates. Auf Grund der Verbreitung der jurassischen Geschiebe hatte DEECKE (1907) das Fehlen des oberen Jura zwischen Köslin, Ostpreussen und Inowrocław vermutet. Er nahm an, dass hier eine Insel im Jurameer existierte. Ostpommern scheint auch in der Wealdenzeit ein Festland zu bilden (WOLANSKY, 1932).

Man kann folglich annehmen, dass die ostpommersche Schwellen während des Mesozoikum dreimal, d. h. im Oberen Jura,

im Wealden und im Cenoman (oder Alb), zum deutlichen Vorschein kam. Dreimal zeigte sie die Hebungstendenz.

Es ist möglich, dass diese Schwelle schon in den vormesozoischen Zeiten gegründet wurde. Sie liegt ja auf dem Weg der uralten Boiden-Kette, welche KUŹNIAR (1922) aus der Böhmisches Masse über das Oder-Gebiet gegen die metamorphe Zone im westlichen Schweden hinzieht.

A n g e f ü h r t e L i t e r a t u r.

- BRINKMANN, ROL., Der Dogger und Oxford des Südbaltikums. — Jb. Preuss. Geol. L.-A. für 1923. Bd. XLIV. Berlin 1924.
- DALINKEVIČIUS, J., Lietuvos Kreida.-S.-A. aus der litauischen naturwiss. Zeitschrift »Kosmos». Bd. XV. Kaunas 1934.
- DEECKE, W., Geologie von Pommern.-Verlag von Gebr. Borntraeger. Berlin 1907.
- KUŹNIAR, C., Les Ouralides de l'Europe Septentrionale et Centrale.-Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. I, livr. 4—6. Varsovie 1922.
- NOETLING, F., Die Fauna der baltischen Cenoman-Geschiebe.-Palaeont. Abh. v. Dames und Kayser. 2. Bd., Heft 4. Berlin 1885.
- ÖDUM, HILMAR, Kreide.-Übersicht über die Geologie von Dänemark. — D. G. U., V Raekke, Nr 4. Kopenhagen 1928.
- POLUTOFF, N., Über Mittelkreide und Tertiär in der Tiefbohrung Sioletz. — Abh. Preuss. Geol. L.-A. N. F. Heft 155. Berlin 1933.
- SAMSONOWICZ, J., Neue Tiefbohrung auf der Halbinsel Hel.-Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. VIII, livr. 3. Varsovie 1935.
- SANDEGREN, R., Über die fossile Mikroflora aus der Bohrung bei Hel und über die post-glazialen Niveauveränderungen der Ostsee. — Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. VIII, livr. 3. Warszawa 1935.
- , Über die fossile Mikroflora aus der Bohrunen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel. — G. F. F. Bd 60. Stockholm 1938.
- TORNQUIST, A., Geologie von Ostpreussen. — Verlag von. Gebr. Borntraeger. Berlin 1910.
- WOLANSKY, DORA, Die Cephalopoden u. Lamellibranchiaten der Ober-Kreide Pommerns mit einem Abriss der Stratigraphie und Palaeogeographie des Südbaltikums vom Wealden bis zum Senon. — Abh. a. d. Geol.-Pal. Inst. der Univ. Greifswald. Heft IX. Greifswald 1932.
- ZEISE, O., Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen. Lief. 107. Texte für die Blätter: Oliva, Weichselmünde, Danzig. Berlin 1903. (2. Auflage des Textes für Blatt Danzig. Berlin 1916.)

Über die fossile Mikroflora aus den Bohrungen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel.

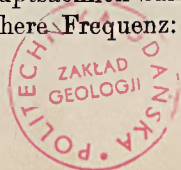
Von

R. SANDEGREN.

(Manusk. eingegangen 17/5 1938.)

Während der letzten Jahre sind einige Tiefbohrungen durch das Quartär auf der Halbinsel Hel, nördlich von Danzig, ausgeführt worden. JAN SAMSONOWICZ hat über die Stratigraphie und über die Makrofossilienfunde dieser Bohrungen berichtet (13, 14). In einer früheren Arbeit (16) habe ich eine Untersuchung der Diatomeen- und Pollenflora aus der Bohrung bei Bad Hel vorgelegt. Als ich von Prof. SAMSONOWICZ das freundliche Anerbieten bekam auch das Material aus der neuen Bohrung bei Jurata in derselben Weise zu bearbeiten, habe ich den Auftrag sehr gern angenommen. Es schien mir von grossem Interesse diese neue Bohrung, in der die postglazialen Ablagerungen eine noch grössere Mächtigkeit als bei Bad Hel haben, mit dem früher bekannten Profil zu vergleichen. Besonders hegte ich die Hoffnung, dass hier Sedimente des älteren Teils der Ancycluszeit zu Ablagerung gekommen wären. Der Mikrofossilieninhalt der verschiedenen Proben aus der Juratabohrung geht aus der folgenden Tabelle und aus dem Pollendiagramm, Fig. 2, hervor.

Die Diatomeensuccession in der Bohrung bei Bad Hel ist in meiner früheren Arbeit (16) tabellarisch dargelegt. Die dortige Lagerfolge ist auf dem Pollendiagramm, Fig. 1, illustriert. Auf dem oberen Geschiebemergel folgt von 81.65—76.00 m ein feinkörniger schieferiger Schlick mit Süswasserdiatomeen, hauptsächlich s. g. Arenariaformen, die für die Ablagerungen des Ancyclussees charakteristisch sind. Folgende Arten zeigen höhere Frequenz: *Cymatopleura elliptica*, *Diploneis domblittensis* v. *subconstricta*, *Epithemia turgida*, *Melosira helvetica*, *Stephanodiscus astraea*. Sehr spärlich kommen ein paar *Mastogloia*-Arten vor, die in den baltischen Ablagerungen, besonders in der Übergangszeit zwischen der Ancycluszeit und der Litorinazeit auftreten. Zwischen 76.00 und 37.50 m besteht die Lagerfolge aus Litorinasedimenten mit einer Diatomeenflora von hauptsächlich Salz- und Brackwasserformen. Folgende Arten zeigen höhere Frequenz: *Actinocyclus*



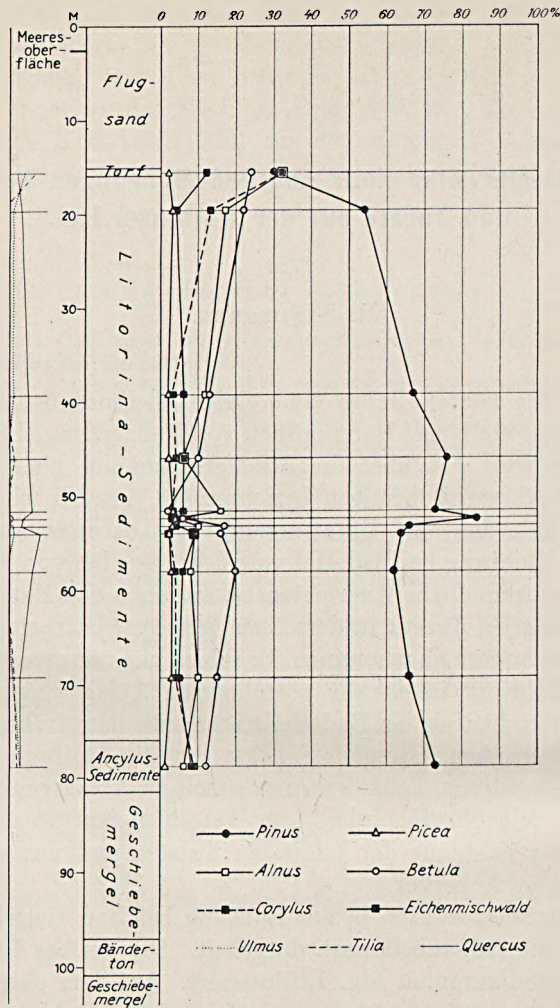


Fig. 1. Pollendiagramm der Schichtenfolge bei Bad Hel. Die Pinus-Kurve repräsentiert hauptsächlich *P. silvestris*, aber auch das spärlich vorkommende Pollen von *P. cembra*. R. SANDEGREN 1934.

Ehrenbergii, *Coscinodiscus*-Arten, *Diploneis didyma*, *D. incurvata*, *D. major*, *Epithemia turgida* v. *Westermanni*, *Hyalodiscus scoticus*, *Navicula latissima*. In den Schichten zwischen 20.10 und 19.00 m werden die Plankton- und Tierbodenformen ziemlich spärlich, wogegen Bodenformen des flachen Wassers und Epiphyten, wie *Campylodiscus clypeus*, *C. echeneis*, *Grammatophora oceanica*, *Melosira Borreri* und *Rhabdonema arcuatum* an Frequenz zunehmen, was ein Flacherwerden des

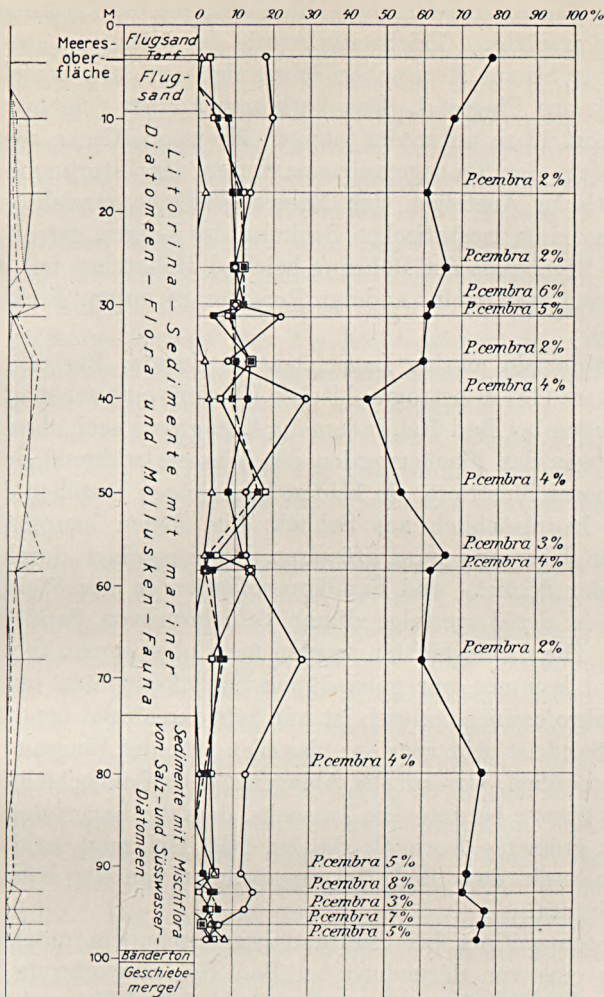


Fig. 2. Pollendiagramm der Schichtenfolge bei Jurata. Die Pinus-Kurve repräsentiert nur *P. silvestris*. R. SANDEGREN 1938.

Wassers anzeigt. In der ganzen Litorinasedimentserie kommen gemeine Süßwasserformen spärlich vor, die wahrscheinlich mit den Wasserfluten der Weichsel nach dem Ablagerungsplatz transportiert worden sind.

Die Lagerfolge zeigt, dass bei Bad Hel eine aus Geschiebemergel bestehende Landoberfläche während des letzten Teils der Ancyluszeit von dem Ancylussee transgrediert wurde, und dass nach dem Einbruch

des salzen Wassers diese Transgression während der Litorinazeit kontinuierlich fortsetzte. Gleichzeitig wurde der Ufersporn der Halbinsel Hel successiv bis zur Meeresoberfläche aufgebaut. Die Schichten 15—0 m bestehen aus Flugsand. Das Vorkommen einer Schicht von supramarinen Torf 13 m unter der jetzigen Meeresoberfläche zeigt endlich, dass nachdem das Transgressionsmaximum des Litorinameeres durch das eustatische Ansteigen der Meeresoberfläche erreicht war, diese Gegend von einer isostatischen Senkung des Landes getroffen worden ist. Diese Ergebnisse der Bohrung bei Bad Hel stehen mit den Untersuchungsergebnissen vieler anderer Forscher in gutem Einklang (3, 4, 11, 12, 15).

Die postglaziale marine Lagerfolge bei Jurata, Fig. 2, zeigt nach SAMSONOWICZ (14) in petrographischer Hinsicht eine schöne Parallelität mit derjenigen bei Bad Hel, indem die Korngrösse nach oben allmählich zunimmt, was das Flacherwerden des Wassers während des Aufbaus des Ufersporns illustriert. In beiden Lagerfolgen bestehen die unteren Schichten hauptsächlich aus Schlick, die oberen hauptsächlich aus Sand. Der Übergang zum grösseren Korn geschieht durch Wechselagerung der Schlick- und Sandkomponenten in der Weise, dass im unteren Teil der Lagerfolge dünne Schichten von Sand im Schlick auftreten. Die Sandschichten werden nach oben immer dicker und im oberen Teil kommen nur ganz dünne Schlickschichten im Sand vor. Für die Mikrofossilienanalysen ist nur Schlickmaterial benutzt worden, denn der Sand ist sehr arm an, bisweilen (wie der Flugsand) ganz frei von Mikrofossilien, was auf die Ablagerung der Sandschichten in stark bewegtem Wasser beruht. Die Tatsache, dass die Lagerfolge bei Jurata überhaupt grösseres Korn als die bei Bad Hel zeigt, erklärt SAMSONOWICZ dadurch, dass Bad Hel etwas mehr von der Küste entfernt lag als Jurata.

Die Diatomeenflora bei Jurata dagegen zeigt im unteren Teil der Lagerfolge eine von derjenigen bei Bad Hel abweichende Succession der Arten. Das Ancyclussediment, welches bei Bad Hel in der Tiefe von 76.0—81.65 m auftritt, fehlt bei Jurata, und die hier in der Tiefe von 59.0—99.7 m anstehenden Schichten zeigen eine Mischflora von Salzwasser-, Arenaria- und gemeinen Süsswasserformen (siehe Tabelle). Der Kontakt zwischen Ancyclus- und Litorinasediment liegt bei Bad Hel, wie oben erwähnt, in der Tiefe von 76 m. Von Jurata liegen aus der Tiefe von 59—90 m leider nur 2 Proben vor, die den oberen resp. den unteren Teil dieses Stückes der Lagerserie repräsentieren. Es ist hier zu bemerken, dass marine Mollusken nur in der oberen, aber nicht in der unteren dieser zwei Proben gefunden sind, was möglicherweise andeuten kann, dass auch hier ein Zunehmen des Salzgehalts des

Wassers auf ungefähr demselben Niveau wie bei Bad Hel bemerkbar wird. Die Diatomeen der oberen Probe gehören aber zur selben Mischflora wie die der unteren. Die Proben aus der Tiefe von 59—12 m bei Jurata zeigen eine Flora von hauptsächlich Salzwasserformen, nur mit sehr spärlichen Arenaria- und gemeinen Süßwasserformen gemischt, und entspricht also ohne Zweifel die Litorinasedimente aus der Tiefe von 76—19 m bei Bad Hel. Die Probe aus der Tiefe von 12.0—7.15 m bei Jurata endlich zeigt wieder eine bedeutende Beimischung von Arenaria- und besonders von gemeinen Süßwasserformen, was den jetzt fertigen Aufbau des Ufersporns bis zur Meeresoberfläche und damit den grösseren Einfluss des Weichselwassers in den Oberflächenschichten des Meeres andeuten. Der auf die Litorinasedimente ruhende oberste Teil der Lagerfolge besteht aus Flugsand mit einer in der Tiefe von 3.65—3.50 m auftretende Torfschicht. Dieser Torf ist jünger als der Torf auf 16 m bei Bad Hel und tritt an dem südlichen Ufer der Halbinsel gegen NW von Jurata im Niveau der jetzigen Meeresoberfläche zu Tage.

Wie ist nun die verschiedene Ausbildung des unteren Teils der beiden Lagerfolgen zu erklären? Wenn man versucht die beiden Pollendiagramme Fig. 1 und Fig. 2, mit einander zu vergleichen, ergibt es sich, dass beide in grossen Zügen eine gute Übereinstimmung zeigen, wogegen aber die Kurven keine solche charakteristischen Veränderungen besitzen, die eine Detailkorrelation gestatten und somit ein Feststellen von bestimmten synchronen Niveaus. Möglicherweise könnte das in beiden Diagrammen zwischen 50 und 60 m auftretende *Pinus*-Maximum und das gleichzeitige *Alnus*-Minimum, das oben und unten von zwei *Alnus*-Maxima umgeben ist, ein synchrones Niveau repräsentieren. Dies ist ja auch aus stratigraphischen Gründen nicht unwahrscheinlich. Der unterste Teil der Litorinasedimente und das Ancylussediment bei Bad Hel sowie der untere Teil des Juratadiagrammes zeigen dieselbe Zusammensetzung der Pollenflora. Man kann also hier nicht die jüngsten Ancylussedimente und die ältesten Litorinasedimente mit Hilfe der Pollenanalyse unterscheiden. Durch die von L. VON POST und G. LUNDQVIST auf Gotland und Öland ausgeführten Untersuchungen (6, 5) wissen wir, dass z. B. *Tilia* zuerst zur Zeit des Litorinamaximums nach diesen Inseln endgültig eingewandert ist, sie kommt aber auch in älteren Schichten spärlich vor. Nach THOMASSON (19, 20) fängt die *Tilia*-Kurve in Pollendiagrammen aus der Kalmargegend und sogar aus Kolmården schon beim Einbruch des Salzwassers im Ostseebecken, also am Anfang der Litorinazeit an. In den unteren Teilen der Diagramme von Bad Hel und Jurata tritt Pollen von *Tilia* ziemlich regelmässig und in Frequenzen von 1—2 % auf. Durch Dia-

	7.15— 12.0 m	12.0— 24.5 m	24.5— 29.0 m	29.0— 31.0 m	31.0— 31.4 m
Gemeine Süßwasserformen:					
<i>Amphora ovalis</i> KÜTZ.	—	—	—	—	—
<i>Cyclotella comta</i> (EHB.) KÜTZ.	—	—	—	—	—
<i>Cymatopleura solea</i> (BRÉB.) W. SM.	—	—	—	—	—
<i>Cymbella</i> spp.	< 1	—	< 1	< 1	< 1
<i>Diploneis</i> spp.	8	—	—	—	—
<i>Epithemia argus</i> KÜTZ.	1	—	—	—	< 1
» <i>sorex</i> KÜTZ.	< 1	< 1	—	1	—
» <i>zebra</i> (EHB.) KÜTZ.	16	—	—	< 1	—
<i>Melosira</i> spp. ¹	41	—	—	—	—
<i>Navicula oblonga</i> KÜTZ.	—	—	—	—	—
» spp.	1	—	—	—	—
<i>Pinnularia</i> spp.	< 1	< 1	—	—	< 1
<i>Rhopalodia gibba</i> EHB.	1	—	—	—	< 1
» <i>v. ventricosa</i> (EHB.) GRUN.	—	—	—	—	—
<i>Tabellaria fenestrata</i> (LYNGB.) KÜTZ.	1	—	—	—	—

gramme von GAMS, PASZEWSKI und THOMASCHEWSKI (1, 2, 8, 9, 17, 18) wissen wir, dass *Tilia* im nördlichen Polen und im Danziggebiet schon in Gytjtja- und Torflager vorkommt, die diese Forscher für boreal, also ancyluszeitlich halten. Diese Diagramme lassen sich übrigens nicht mit den Diagrammen aus Bad Hel und Jurata korrelieren, was offenbar darauf beruht, dass die ersteren aus Torfmooren und Kleinseeablagerungen stammen, die die Entwicklung der Vegetation der nächsten Umgebung registrieren, wogegen die Ablagerungen der Halbinsel Hel in offenem Meer abgesetzt worden sind und deshalb eine mehr oder weniger weit transportierte Pollenflora enthalten.

Wenn man die Lagerfolgen bei Bad Hel und Jurata näher korrelieren will um die Verschiedenheit der beiden zu erklären, muss man sich also hauptsächlich auf die stratigraphischen und diatomeenfloristischen Ergebnisse stützen. Wie SAMSONOWICZ (14) hervorhebt, sind die in beiden Lokalitäten in c:a 100 m Tiefe auftretende Bändertonlager aller Wahrscheinlichkeit nach synchron. Bei Jurata fehlt der Teil der Lagerfolge, der über dem Bänderton bei Bad Hel als oberer Geschiebemergel und Ancylus sediment ausgebildet ist. Er ist durch das Sediment mit der Mischflora aus Salz- und Süßwasserdiatomeen ersetzt. Es sieht aus, als ob hier eine stratigraphische Lücke vorliege, die wahrscheinlich durch Erosion vor oder bei dem Einbruch des Salzwassers im Ostseebecken geschaffen wurde. In meiner vorigen Arbeit (16) habe ich gezeigt,

¹ In den Proben 59—99.7 m hauptsächlich der *Arenariaform* *Melosira helvetica*. O. M. Die Frequenziffern der verschiedenen Arten geben Prozente der in den resp. Proben gezählten Totalsumme der Individuen an, < 1 bezeichnet eine Frequenz von weniger als 1 %.

31.4— 38.0 m	38.0— 43.0 m	43.0— 56.3 m	56.3— 58.5 m	58.5— 59.0 m	59—90 m oberer Teil	59—90 m unterer Teil	90.0— 92.0 m	92.0— 94.0 m	94.0— 96.0 m	96.0— 97.0 m	97.0— 99.7 m
—	—	—	—	—	< 1	—	2	—	< 1	—	< 1
—	—	—	—	—	< 1	—	—	1	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	< 1	1	—	—	< 1	< 1	1
—	—	—	—	—	6	5	4	4	4	8	2
—	—	—	—	—	4	—	1	—	1	6	< 1
—	—	—	—	—	—	1	—	—	< 1	< 1	< 1
—	—	—	—	—	16	15	6	9	11	12	8
—	—	—	—	—	49	32	50	24	42	20	34
—	< 1	—	—	—	< 1	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	—	2	< 1	—	< 1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1	1	1	1	< 1	—	< 1
—	—	—	< 1	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	< 1	2	—	—	—	—	—

dass nach allen bekannten Tatsachen zu urteilen die Litorinatransgression im südbaltischen Gebiet eine kontinuierliche Fortsetzung der Ancylustransgression bildet. Man hat also keinen Grund anzunehmen, dass der Wasserspiegel im südbaltischen Gebiete zur Übergangszeit zwischen Ancyluszeit und Litorinazeit zufällig so niedrig lag, dass hier früher im tiefen Wasser abgelagerte Ancylus sedimente zum Opfer einer Brandungsabration am Ufer fallen konnten. Jurata liegt c:a 7 km nordwestlich von Bad Hel, wo schlickige Ancylus sedimente die Unterlage der Litorinasedimente bilden. Bei Jurata aber finden wir, dass Sedimente mit einer Mischflora von Salzwasser-Süßwasser- und *Arenaria*formen c:a 20 m tiefer reichen als die Litorinasedimente bei Bad Hel. Eine annehmbare Erklärung hierfür wäre, dass man in der Bohrung bei Jurata eine alte Mündungsrinne der Weichsel angetroffen hat. Die Weichsel muss ja zur Zeit des südbaltischen Eissees und während des älteren Teils der Ancyluszeit dieses, später von dem baltischen Wasserspiegel transgredierte Gebiet irgendwo durchflossen haben. Vielleicht scheint es unerwartet die Stromfurche der Weichsel am Anfang der Litorinazeit so weit nach Westen lokalisiert zu finden. Doch muss hervorgehoben werden, dass diese Mischflora von Salz- und Süßwasserdiatomeen im vorliegenden Sediment genau den gleichen Charakter hat, den man in der Trichtermündung eines grossen Flusses erwarten kann. Die Beimengung von *Arenaria*formen kann, wenigstens teilweise, sekundärer Art sein, indem solche Diatomeen aus den in der Nähe kurz früher abgelagerten Ancylus sedimenten durch die tieferen, im Mündungsgebiet stromaufwärts gehenden Reaktionsströmungen (7) geschlämmt sein könnten. Ich will in diesem Zusammenhang

die Aufmerksamkeit darauf richten, dass VON POST (10) hervorgehoben hat, dass während der borealen Zeit (Ancyluszeit) in Südostschweden (und warum nicht auch in Südbaltikum?) anstatt Westwinde wahrscheinlich Nordost- oder Ostwinde vorgeherrscht haben. Diese gingen von einem Anticyklon aus, der während der Ancyluszeit sich in Nordschweden über dem zurückgebliebenen Inlandeisrest bildete. Als in der Litorinazeit dieser letzte Eisrest verschwunden war, begannen Westwinde in unserem Gebiete vorzuherrschen, und gleichzeitig begann das Ausbauen des Uferspornes der Halbinsel Hel. Hierdurch wurde die vermutete alte Weichseltief furche bei Jurata schnell gefüllt und das Weichselwasser musste sich einen neuen Weg nach Osten schaffen, indem es die Danziger Bucht benutzte, welche durch die Meerestransgression dauernd tiefer wurde. Eine solche alte Flussrinne könnte durch spätere Bohrungen genau nachgewiesen und fixiert werden.

A n g e f ü h r t e L i t e r a t u r .

1. GAMS, H., Zur Geschichte der Moore der Kurischen Nehrung und des Samlands. — Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb. i Pr. Bd 67, 1932.
2. —, und RUOFF, S., Geschichte, Aufbau und Pflanzendecke des Zehlaubaches. — Ibid. Bd 66, 1929.
3. ISBERG, ORVAR, Beitrag zur Kenntnis der postarktischen Landbrücke. — Geogr. Ann. Bd IX, Sthlm 1927.
4. KRAUS, E., Über tektonische Gegenwartsbewegungen im Ostseegebiet. — Hydrolog. Konf. d. Balt. Staaten. Leningrad 1933.
5. LUNDQVIST, G., Studier i Ölands myrmarker. — S. G. U. Ser. C. N:o 353, Sthlm 1928.
6. MUNTHE, HENR., HEDE, J. ERNHOLD och VON POST, LENNART, — Gotlands geologi. — S. G. U. Ser. C. N:o 331, Sthlm 1925.
7. ODNER, NILS HJ., Några fakta till belysning av skalbanksproblemet. — G. F. F. Bd 49, 1927.
8. PASZEWSKI, ADAM, Pollenanalytische Untersuchung einiger Moore in Nordwest Polen. — Acta Soc. Bot. Poloniae, Vol. V. Nr 4. Warszawa 1928.
9. —, Uwagi o historii lasow na Pomorzu w swietle analizy pylkowej. — Ibid. Vol. XI, Suppl., 1934.
10. VON POST, LENNART, Postarktiska klimattyper i södra Sverige. — G. F. F. Bd 42 1920.
11. —, Svea älvs geologiska tidsställning. — S. G. U. Ser. C., N:o 347, Sthlm 1928.
12. RAMSAY, W., On the relations between Crustal Movements and variations of Sea-Level during the Late-Quaternary Time. — Bull. Comm. Géol. Finl., N:o 66, 1924.
13. SAMSONOWICZ, J., Neue Tiefbohrung auf der Halbinsel Hel. — Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VIII, livr. 3, Warszawa 1935.
14. —, Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs im polnischen Südbaltikum nach neuen Tiefbohrungen in Jurata und Karwia. — G. F. F. Bd 60, 1938.
15. SANDEGREN, R., Om den postglaciala havstransgressionen vid Sydsvenskes kuster. — G. F. F. Bd 56, 1934.
16. —, Über die fossile Mikroflora aus der Bohrung bei Hel und über die postglazialen Niveauveränderungen der Ostsee. — Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VIII, livr. 3, Warszawa 1935.

17. THOMASCHESKI, M., Pollenanalytische Untersuchung des Torfmooses Kalmusen in Pomerellen. — Bull. de l'Acad. Polon. des Sc. et des Lett. Cl. des Sc. Mat. et Nat. Ser. B. Cracovie 1929.
18. —, Pollenanalytische Untersuchung der Moore Stangenwalde und Saskoschin im Gebiet der Freien Stadt Danzig. — Ibid. 1930.
19. THOMASSON, H., Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund — G. F. F. Bd 49, 1927.
20. —, Kolmårdens Litorinagränser jämte en översikt av nivåförändringarna inom Kolmården. — G. F. F. Bd 60, 1938.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

XIII. Pollucite, its Vein Material and Alteration Products.

By

PERCY QUENSEL.

(MS. received Sept. 9th, 1938.)

The Mineral Pollucite.

The high concentration of lithium in the Varuträsk pegmatite has resulted in the formation of a rich assortment of Li- and Li-Na minerals. But also the rarer alkalis, rubidium and caesium, have been found to partake in essential amounts in especially many of the silicates. In No. VIII of this series, describing the minerals of the amblygonite group, an analysis was published¹ of a rubidium microcline, showing a content of 3.3 % Rb_2O and 0.6 % Cs_2O . Three further partial analyses of the same microcline gave contents of 1.16, 1.3 and 2.4 % Rb_2O .

The lepidolites of Varuträsk have also been found to contain appreciable amounts of rubidium and caesium. Eight complete or partial analyses gave the following amounts of Rb_2O and Cs_2O :

Rb_2O	1.22	1.27	1.5	1.5	1.97	2.4	2.5	2.73
Cs_2O	0.61	0.72	0.2	0.2	1.2	0.2	0.4	0.54

Also the beryls of Varuträsk contain caesium. One as yet unpublished analysis of a small, reddish, well defined beryl crystal gave as much as 1.3 % Cs_2O .

Confronted by these facts it was natural that the presence of the mineral pollucite, the only high-grade caesium mineral known, which furthermore in all occurrences on record has been found to belong to the well-defined mineral association of the lithium pegmatites, was long suspected and eagerly sought for.

The identification of the mineral is however complicated by the similarity between pollucite and quartz. BRUSH and PENFIELD have evidently been in the same predicament as the present author, when the pegmatite of Hebron, in 1884 furnished a »remarkable beryl», in

¹ Geol. För. Förh. 60, 1933, p. 468.

which PENFIELD found 2.92 % caesium oxide. H. L. WELLS¹ says, in his wellknown paper of 1891 on the composition of pollucite and its occurrence at Hebron, that it had long been expected »that this locality would be likely to furnish pollucite, indeed Professor BRUSH tells me that he has tested a large quantity of quartz fragments from the locality of Hebron, hoping that some of them might be this mineral.» But first in 1890 the mineral pollucite was found and identified. For the same reason as at Hebron many tests were made on quartzlike material from Varuträsk, but no trace of pollucite was detected during the past five years work on the premises.

Then, on the 27th of May in 1938 I got a longdistance call from dr. ÖDMAN of the Boliden Mining Company, relating that a few days before he had found at Varuträsk a mineral which he took to be pollucite and furthermore in considerable quantities. A few specimens were generously sent me without delay, and already the first preliminary determinations showed conclusively that the long sought for mineral pollucite was found at last and evidently present in unexpected quantities.

Before 1890 pollucite was only known from the classical locality of Elba and first described in 1846 by BREITHAAPT. The next find was, as mentioned above, Hebron in Maine, described and analysed by H. L. WELLS in 1891.² Since then pollucite has been identified from several other localities of lithium pegmatites in U. S. A.

In 1897 H. W. FOOTE³ described an occurrence of pollucite from Black Mountain, Rumford, Maine, about 30 miles north of the Hebron locality. The pollucite is there said to occur in irregular masses of up to 10 cm in diameter, intermixed with quartz, albite, muscovite, tourmaline, lepidolite and spodumen. Though locally occurring in appreciable quantities, the mineral is said not to be abundant in the pegmatite in general.

In his paper on the paragenesis of the granite pegmatites of Central Maine, Landes⁴ remarks that »while pollucite has been found in small amounts in several of the Maine pegmatites, the only abundant occurrence of it is in DUDLEY's Ledge», situated in the town of Buckfield. A further description of the mineral or the occurrence is not given.

The quarry in Newry, located near Andover, was according to FAIRBANKS⁵ in 1928 the richest find of pollucite in Maine. FAIRBANKS says that while the mineral has been found in other quarries in the Maine

¹ Am. Journ. of Science, 41, 1891, p. 216.

² Am. Journ. of Sc. 41, 1891, p. 213.

³ Zeitschr. für Krist. 27, 1897, p. 62.

⁴ Am. min. 10, 1925, p. 378.

⁵ Am. min. 13, 1928, p. 21.

gem-bearing pegmatites, at present they have no commercial value, whereas the quarry in Newry already in 1927 produced pollucite in quantities sufficient for economic purposes.

Outside Maine pollucite has, as far as I have been able to find, only been recorded from one more locality in U. S. A., namely from the Tin Mountain Mine in South Dakota. On the occurrence of this locality CONNOLLY and O'HARRA¹ relate as follows: »During 1926 and 1927 there was some considerable demand for caesium from the manufacturers of radio tubes, who used compounds of this metal as an aid in evacuating such tubes. During the period of demand the market prices for pollucite varied considerably, ranging up to 15 dollars per pound. The demand has since fallen off and prices have declined accordingly. During the period of high prices a great deal of careful search was made among the minerals of the Black Hill pegmatites for pollucite. Through the persistent work of H. E. WAY the mineral was located at the Tin Mountain property. The ore is being mined and shipped to Maywood, N. J., where the caesium is being recovered as a chloride. It is reported that one carload of pollucite was mined and shipped during 1928.»

The pollucite in Varuträsk occurs in irregular crystalline masses of up to many hundred kg in weight. It has as yet only been found in the large quarry of 1938 on the eastern wing of the pegmatite, dispersed throughout the rock in much the same way as the huge amblygonite crystalline masses, described in a former publication of this series, and to a certain extent in its distribution evidently substituting the phosphate.

The pollucite is in many specimens of such a quartzlike appearance that on a hasty supervision it might be overlooked, and pass for quartz, as also recorded by FAIRBANKS² for the pollucite from Newry in Maine, from where a »characteristic specimen of pollucite was presented to several mineralogists and geologists for identification. Every one to whom the specimen was presented appeared certain that the mineral was quartz!» A nearer scrutiny of the Varuträsk material shows however most specimens to be intersected by a network of coarser and finer veins (fig. 1—3). This feature is so usual that it becomes a useful indication to identify the pollucite. An analogous development is described by FRASER³ relating to the pollucite from Newry, which is said commonly to be found »in fractured masses, the fractures being filled with a dull white variety of chalcedony. This association is so general in this

¹ Bull. South Dakota School of Mines, 16, 1929, p. 260.

² Am. Min. 13, 1928, p.

³ Am. Min. 15, 1930, p. 360.



Fig. 1. Specimen of pollucite, Varuträsk, intersected by dark veins of albite. Weight of block 75 kg. (About $\frac{1}{4}$, nat. size.)

deposit that it can often be used as a criterion to distinguish pollucite from quartz.»

Under the microscope the pollucite from Varuträsk is, when fresh and free from inclusions or alteration products, fully isotropic. The index of refraction was by immersion determined to 1.522. Values in monochromatic light on the refractometer, showing an intermediate position between pollucite from Hebron and Elba, according to determinations of PENFIELD and DES CLOIZEAUX, are given below:

Hebron	n_{Li}	1.5215	n_{Na}	1.5247	n_{Tl}	1.5273
Varuträsk	n_{Li}	1.5190	n_{Na}	1.5218	n_{Tl}	1.5256
Elba	n_r	1.515	n_y	1.517	n_{bl}	1.527

Miss BERGGREN has kindly executed the analysis of pollucite, given in table 1. In table 2 the most reliable of known analyses of pollucite are brought together. The theoretical composition, reckoned on the formula $H_2Cs_4Al_4(SiO_3)_8$, is inserted for comparison.

Table I.

	1.	1A.			
SiO ₂	46.28	0.7706	0.7706	9.502	9
TiO ₂	0.00	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	16.71	0.1622	0.1622	2.000	2
Fe ₂ O ₃	0.01	—	—	—	—
MnO	0.00	—	—	—	—
CaO	0.00	—	—	—	—
MgO	0.00	—	—	—	—
Li ₂ O	0.25	0.0067	0.1601	1.974	2
Na ₂ O	1.87	0.0302			
K ₂ O	0.51	0.0054			
Rb ₂ O	1.60	0.0086			
Cs ₂ O	30.77	0.1092			
H ₂ O < 105°	0.00	—	—	—	—
H ₂ O > 105°	1.80	0.0983	0.0983	1.212	1
Cl	0.00	—	—	—	—
F	0.03	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.25	—	—	—	—
	100.08				

Sp. gr. 2.917

1. Pollucite, Varuträsk. Anal. THELMA BERGGREN.

1 A. » » Mol. prop. after deduction of amblygonite, calculated on P₂O₅ = 0.25 %.

The analysis of the Varuträsk pollucite conforms closely with WELLS' analysis from Hebron, on which the formula, cited above, originally was calculated. The ratios of the principal constituents of the two analyses are for comparison given below:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	R ₂ O	H ₂ O
Pollucite, Varuträsk	9.50	: 2	: 1.97	: 1.21
Pollucite, Hebron	9.06	: 2	: 2.08	: 1.04

Table II.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	40.72	46.28	46.48	43.51	43.64	47.88	45.25
TiO ₂	—	0.00	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	15.39	16.71	17.24	16.30	16.84	17.96	16.58
Fe ₂ O ₃	—	0.01	—	—	—	0.14	0.77
MnO	—	0.00	—	—	—	—	—
CaO	—	0.00	—	0.22	—	1.04	0.72
MgO	—	0.00	—	—	—	0.38	—
Li ₂ O	—	0.25	trace	0.05	0.08	0.12	—
Na ₂ O	—	1.87	2.31	1.68	2.09	3.58	2.28
K ₂ O	—	0.51	0.78	0.48	0.37	1.06	0.19
Rb ₂ O	—	1.60	—	—	—	—	—
Cs ₂ O	42.53	30.77	30.71	36.10	36.14	23.46	32.51
H ₂ O < 105°	—	0.00	—	0.00	—	0.37	—
H ₂ O > 105°	1.36	1.80	2.34	1.50	1.58	3.45	2.66
Cl	—	0.00	—	—	—	—	—
F	—	0.03	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0.25	—	—	—	—	—
	100.00	100.08	99.86	99.84	100.74	99.44	100.56
Sp. gr.	—	2.917	2.885-	2.976-	2.938-	—	2.896
			2.897	2.987	3.029		

1. Pollucite, theoretical composition for H₂Cs₂Al₄(SiO₃)₈, or (H₂O · 2Cs₂O · Al₂O₃ · 9SiO₂).
2. Pollucite, Varuträsk. Anal. TH. BERGGREN.
3. Pollucite, S. Piero, Elba. Anal. RAMMELSBERG 1880.
4. Pollucite, Hebron, Maine. Anal. H. L. WELLS, Am. Journ. of Sc. 41, 1891, p. 219.
5. Pollucite, Rumford, Maine. Anal. H. W. FOOTE, Zeitschr. f. Kryst. 27, 1897, p. 62.
6. Pollucite, Tin Mountain Mine, Black Hills, S. Dakota. Anal. CH. BENTLEY, S. Dakota School of Mines, Bull. 16, 1929, p. 261.
7. Pollucite, Elba. GOSSNER und REINDLE, Centralbl. für Min. A, 1932, p. 336.

WELLS says of his analysis that »the sharpness of the ratio and the agreement of the analysis with the calculated composition are all that can be desired. There can be no doubt then, that the composition of the Hebron mineral is represented by the formula 9SiO₂ · 2Al₂O₃ · 2R₂O · H₂O.» The analysis of the Varuträsk pollucite does not show quite as good an agreement, as the ratios for SiO₂ and H₂O are a little too high. The 0.50 mol. excess of SiO₂ may however be explained by a small content of free silicia as impurity. Later work on the crystal structure of pollucite by GOSSNER and REINDL¹, STRUNZ², NÁRAY-SZABÓ³ and TAYLOR⁴ have, however, to some extent modified our conceptions of the crystallographic symmetry and composition of pollucite. The mineral crystallises according to NÁRAY-SZABÓ tetragonal-pseudocubic. The formula is by STRUNZ written (Si₄Al₂O₁₂)Cs₂ · 1H₂O, NÁRAY-SZABÓ writes CsAlSi₂O₆ · xH₂O. The higher values for SiO₂ in most analyses GOSSNER and REINDL explain, in accordance with the same surplus in nepheline and analcime, »durch einen Ausfall von AlCs an

¹ Centralblatt für Min. A, 1932, p. 334.

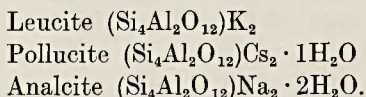
² Zeitschr. für Krist. 95, 1936, p. 1.

³ » » » 99, 1938, p. 277.

⁴ » » » 99, 1938, p. 283.

gewissen Stellen des Gitters, in die Lücke könnte dann eine äquivalente Menge von Wasserstoff eintreten». STRUNZ writes from another point of view: »Unter Berücksichtigung der Vertretung von (AlCs) durch Si ergibt sich aus Analyse 1 (no 7 above) die Formel $(\text{Si}_{32}\text{Al}_{16}\text{O}_{96})\text{Cs}_{16} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, aus Analyse 2 (no 5 above) folgt $(\text{Si}_{32}\text{Al}_{16}\text{O}_{96})\text{Cs}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Die Bindung des Wassers ist ähnlich wie die in Zeolithen.»

The near relationship between leucite, pollucite and analcite is asserted by STRUNZ. He ascribes an intermediate position for pollucite according to the formulas



NÁRAY-SZABÓ as well as STRUNZ, however, emphasize certain differences in the structure of pollucite and analcite, such as the position of the alkali ions (NÁRAY-SZABÓ) and differences in the intensities of certain X-ray reflections. STRUNZ writes: »für zwei Reflexe jedoch (840 und 512) traten derart grosse Differenzen auf, dass es nicht möglich war, durch geringfügige Verschiebungen ein gutes Ergebnis zu erhalten». Relating to the rôle of H_2O different views have also been discussed by the above-named authors. NÁRAY-SZABÓ concludes for example that: »am wahrscheinlichsten ist dass die Wasserstoffmoleküle statistisch verteilt in höherzähligen Punktlagen durch van der Waalssche Kräfte gebunden sind, ihr Streuvermögen ist zu gering, um eine Prüfung vornehmen zu lassen. Es ist merkwürdig, dass das einmal durch langsame Erhitzung ausgetriebene Wasser vom Pollucit nicht wieder adsorbiert wird». Relating to the same question STRUNZ writes: »Die Bindung des Wassers ist ähnlich wie die in Zeolithen. In analoger Weise wird es in Pollucit eine 16-zählige Punktlage nur etwa zur Hälfte einnehmen». The somewhat high value of SiO_2 of the Varuträsk pollucite would according to STRUNZ find its explanation in (AlCs) being in a limited degree substituted by Si. The content of $\text{H}_2\text{O} + 105^\circ$ would according to the views of both NÁRAY-SZABÓ and STRUNZ only approximately need to be constant or strictly conform to the formula. The still higher contents of H_2O in the analyses from Elba and S. Dakota would then also find an acceptable explanation.

The Vein Material.

As already mentioned, the pollucite from Varuträsk is commonly intersected by numerous veins of other material, giving the larger masses a very brecciated appearance. In fact this circumstance is so



Fig. 2. Dark albite veins in pollucite, Varuträsk. $\frac{2}{3}$ nat. size.

usual that it is an exception to find a larger specimen of pollucite free from veining.

The most common and generally the coarser set of veins are of a dark grey colour, varying in breadth from $\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ cm (fig. 1 and 2). These veins consist predominantly of albite and some microcline. The central parts of such a vein are formed of only these two minerals, the bordering parts are sometimes also found to contain some muscovite. As albite is the domineering mineral in this vein type, it may be named the albitic veining phase. The process is probably nearly related to a corresponding feature in the large rubidium microcline crystals, mentioned in a former publication of this series.¹ During the past summer a great deal of this microcline had been recovered and heaped, and on looking over the dump I found also here a veining of albite, in narrower or broader veins intersecting the microcline in much the same way and, though lighter in colour, of the same general appearance as in the pollucite. There seems little doubt that the albitic veining in both cases must be put in connection with the cleavelandite phase in the sequence of mineralisation of the Varuträsk pegmatite, and represent the culminating assault of this powerful period of albitisation. The large

¹ Minerals of the Varuträsk Pegmatite, No 8, G. F. F. 1937, p. 468.



Fig. 3. Veins of oncosine and diaspodumene intersecting pollucite, Varutråsk. Finer network of diaspodumene veins cut by later, broad oncosine vein, (horizontal in fig.). $\frac{1}{2}$ nat. size.

masses of pollucite have succumbed to this invasion to an extent that, as mentioned above, hardly leaves a larger specimen free from this phase of veining. The use of the term albite instead of cleavelandite in this connection does not imply any other significance than that in the veining material the cleavelanditic habit of the feldspar has not had the opportunity to be developed.

A set of pink or mauve to purple veins, in colour vividly contrasting with the dark gray albitic veining, come next in importance (fig. 3). In width they show about the same variation as the veins described above, from $\frac{1}{2}$ to $1\frac{1}{2}$ or 2 cm. The broader of these veins are often found transversing the pollucite in singularly straight courses for $\frac{1}{2}$ m or more. In desecting a block of pollucite along such a vein, it readily parts, leaving the brilliantly coloured vein substance as a broad slab. Broader veins of this category are not so very frequent, narrower veins are more plentiful but, as the colouring then is less pronounced, they are less conspicuous.

The vein material is very dense; with the naked eye no mineralogical qualities are observable. Under the microscope a distinct micaceous structure is, however, perceivable. As in many respects similarities

with previously recorded cookeite veins¹ were at hand, this vein material was, to begin with, taken for cookeite. In the first place to verify if any appreciable amount of caesium was present in the vein material, as might be expected in veins intersecting such a caesium-rich mineral as pollucite, an analysis was executed by Miss BERGGREN. The result was to a certain extent unlooked-for as it documented the mineral as chemically of a muscovite composition. The analysis gave:

H ₂ O — 105°	0.10
H ₂ O + 105°	3.62
SiO ₂	47.64
Al ₂ O ₃	34.22
Fe ₂ O ₃	0.10
MnO	0.05
CaO	0.00
MgO	0.28
Li ₂ O	1.10
Na ₂ O	0.47
K ₂ O	10.40
Rb ₂ O	0.35
Cs ₂ O	0.75
F	1.21
	100.29
— 0 for F	0.51
	99.78

Analysis of oncosine, a compact, crypto-crystalline muscovite vein in pollucite, Varuträsk. Anal. THELMA BERGGREN.

The composition of the analysis is that of a muscovite, relatively rich in Li₂O and Cs₂O. The low content of H₂O + 105° excludes any relationship to the cookeite group, which is characterised by 12½–15% H₂O. The general structure of the mineral refers it to the compact crypto-crystalline variety of muscovite, known under the name of oncosine.

The occurrence of a late generation of muscovite, belonging to the true association of lithium minerals in the lithium pegmatites, has many times been recorded. So for example from Hebron, Buckfield, Auburn and Stoneham in Maine, from Branchville and Haddam in Connecticut and from Chesterfield and Goshen in Massachusetts, only naming some localities in the United States. The occurrence of Goshen is of interest in reference to a nearly related species at Varuträsk. The late muscovite of Goshen is described as of a rose-red colour, sometimes misnamed lepidolite.² Material is at hand showing that also at Varuträsk a secon-

¹ Minerals of the Varuträsk Pegmatite, No VI, G. F. F. 1937, p. 265.

² On the rose-colored Mica of Goshen, J. W. MALLETT, Am. Journ. of Sc. 23, 1857, p. 180. MALLETT describes the mica as follows: »The very beautiful mica, which occurs in finely developed crystals of a delicate tint of rose red, of the abovenamed locality, has been usually considered as lepidolite, mainly on account of its color.» A partial analysis gave: K₂O 9.08, Na₂O 0.99, Li₂O 0.64, hydro-floric acid 1.89. Chemical and optical deter-

dary rose-coloured muscovite is not uncommon. The description thereof must however be deferred to a coming paper on the mica minerals in general. Here I will restrict myself to the vein material in the pollucite, where late muscovite occurs in the somewhat unusual form of deep mauve-coloured, compact, crypto-crystalline masses, mineralogically referred to the subspecies oncosine.

A third group of veins, in many parts abundantly intersecting the pollucite, is found to be of a more complicated composition. These veins grade from microscopic dimensions up to about $\frac{1}{2}$ cm in breadth. From the broader veins one can frequently observe narrower veinlets branching off in diverging directions or connecting veins of coarser grade (fig. 3).

The veins of this category are of a dull olive green colour with a resinous to greasy lustre. The texture is dense to crypto-crystalline. Under the microscopic the veining material is found to be of two different and distinct compositions. The one, most common in the broader veins, consists predominantly of spodumene, the other is a very uniform mixture of muscovite and albite, to all evidence nearly corresponding to the cymatolite of BRUSH and DANA from Branchville. I will in the following handle the two types separately.

The first type is principally composed of a finegrained mass of spodumene, though in a somewhat unusual semi-radial development. The normal cleavage after (100) is off and on observable. The most singular feature of the mineral is, however, of a different nature. Most of the spodumene individuals are namely found to be amply intergrown with slender vermicular spindles of another mineral with somewhat lower refractive indices and birefringence (Fig. 4). This phenomenon is in no wise exceptional, as in most of the veins of this type the dominant part of the spodumene is so developed. The proportions between the normal spodumene individual and the myrmekite-like intergrowth seems to be rather constant around 2:1. In some of the veins one finds the intergrowth concentrated to the border zones, the more central parts then mainly consisting of uniform spodumene individuals. The fine and regular interlamination, wherein the lamellae or spindles show uniform optical orientation, resemble in detail textures, due to processes of disintegration.

The occurrence of spodumene as vein filling in pollucite was in itself an unexpected feature. As the myrmekite-like intergrowth also is, as far as I have been able to find, a not before recorded development in

minations show near coincidence with a yellow-green mica of the same occurrence, and MALLETT thinks there can be little doubt that both are essentially »potash-micas of the species muscovite, the rose-colored being probably tinged by oxyd of manganese.»

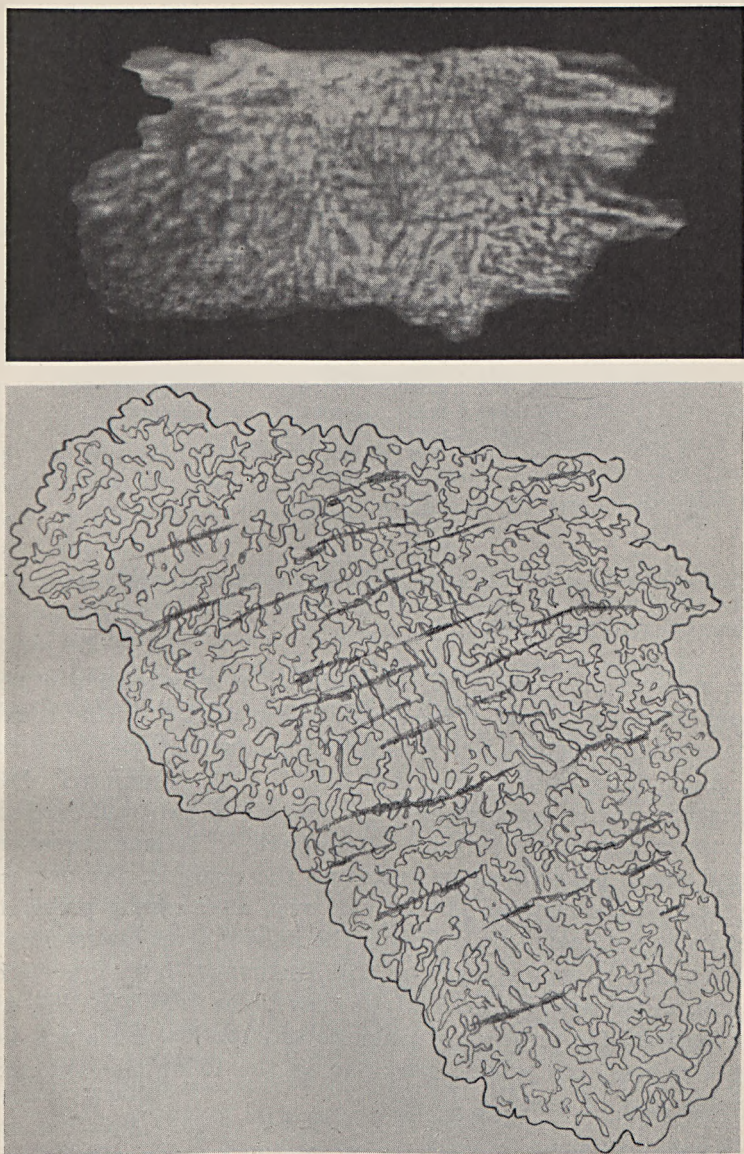


Fig. 4. Caesium diaspodumene from vein in pollucite, Varutråsk. Upper fig. microphoto (200×1), showing perthitoid intergrowth of myrmekitic caesium-spodumene spindles (dark) in normal spodumene. Lower fig. microscopic drawing of same in same scale (by MARGIT ROSENBERG). Shaded streaks in both figures cleavage plane of spodumene after (100).

spodumene, an investigation was attempted to try to verify if the spodumene itself was of normal chemical composition and optical orientation as well as to try and ascertain the true nature of the intergrown spindles.

First an analysis was kindly executed by Miss BERGGREN on what seemed exceptionally pure material, giving the following result:

	1.	1a.	1b.	
SiO ₂	64.48	1.0736	107.36	4 + 14.44 (free SiO ₂)
Al ₂ O ₃	23.68	0.2323	23.23	1
Fe ₂ O ₃	0.00	—	—	
FeO	0.74	0.0103	—	
MnO	0.02	—	—	
CaO	0.00	—	—	
MgO	0.10	0.0025	—	
Li ₂ O	4.70	0.1573		
Na ₂ O	0.52	0.0084		
K ₂ O	0.84	0.0089		
Rb ₂ O	0.24	0.0013	23.18	1
Cs ₂ O	3.73	0.0132		
H ₂ O — 105°	0.05	—		
H ₂ O + 105°	0.77	0.0427		
	99.87			

1. Caesium diaspodumene, vein material in pollucite, Varutråsk. TH. BERGGREN, anal.

1a. Mo. ratios of do.

1b. Do. do. multipl. by 100.

The analysis, reckoning on the material as representing a homogeneous substance, would, if the small content of H₂O + 105° be added to the combined alkalis, well accord with spodumene after the formula R₂O · Al₂O₃ · 4SiO₂ with an excess of 13½ % SiO₂ as impurity. But as the material is not homogeneous but consists of two well defined ingredients in a myrmekei-perthitic intergrowth, it became necessary to attempt other possibilities in reckoning the analysis. As one might presume that the material for analysis, even after careful preparation, might be contaminated by pollucite, the narrow veins intersecting this mineral alone, a test was made by Miss BERGGREN to see if part of the material, as prepared for the analysis above, was soluble in HCl, which might indicate the presence of pollucite as impurity. Such was found to be the case, the soluble part having the following composition:

Soluble part of analysis above:

	1.	1a.	
SiO ₂	8.28	0.1373	13.73
Al ₂ O ₃	2.14	0.0209	2.09
FeO	0.74	0.0103	1.28
MgO	0.10	0.0025	
Li ₂ O	0.08	0.0027	1.49
Na ₂ O	0.28	0.0043	
K ₂ O	< 0.1	—	
Rb ₂ O	< 0.1	—	
Cs ₂ O	2.23	0.0079	

That a definite part of the material of the first analysis is represented by the soluble part, seemed plausible by the fact that exactly the amount of FeO and MgO in the complete analysis is refound in the soluble part, which was determined on the same general proof as used for the first analysis. The molecular proportions do not however indicate pollucite, or any other definite or acceptable mineral combination. It therefor seems most probable that the soluble part only represents an indefinite time-soluble portion of the combined ingredients.

Dr VON ECKERMANN then kindly undertook to make a careful investigation on the universal stage to try and verify if the optical properties of the mineral showed any even slight divergences from normal spodumene. The result, naturally referring to the chief mineral and not including the vermicular ingredient, which was too finely dispersed to permit of optical determinations, gave $2V_{Na} = 58^{\circ}30'$ and $n_{\beta} = 1.67$. These values are well in accordance with normal spodumene; my earlier determinations of indices of spodumene from Varuträsk gave $n_{\beta} = 1.666$.

Professor WESTGREN then kindly undertook to perform an X-ray powder analysis of the mineral and to compare its X-ray patterns with those of normal spodumene. WESTGREN gives the results as follows: »The investigation proves that one of the phases of the symplektite consists of normal spodumene. Its lattice dimensions have been found to be the same as those given by B. E. WARREN and J. BISCOE, (Zeitschr. für Krist., 80, 1931, p. 391). The Li atoms of this phase are thus only to an imperceptible degree replaced by Cs atoms. The phase containing caesium is probably too finely dispersed to give rise to observable X-ray interferences.»

The consequence of these results would be to deduct an analytical percentage, equivalent to normal spodumene, from the analysis above, the rest then indicating the composition of the intergrowth. Doing so on the basis of mol. % of Li_2O , (the partition of the minor alkalis and H_2O is in this case of less importance), the result would be that the symplektite consists of about 66 % normal spodumene and 33 % caesium spodumene of the composition $R_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$ ($R = Cs$ predominating, Na, K, Rb, H). A surplus of $13\frac{1}{2}$ % SiO_2 must then be taken to represent quartz or free silicia in some form as impurity. The relative proportions between the two spodumene ingredients agree well with calculations under the microscope. Taking all facts into consideration, it seems difficult at present to offer any other satisfactory explanation concerning the composition of the symplektite, than that it is built up of two distinct phases, about two thirds being

normal spodumene and one third a hitherto not known caesium-spodumene in vermicular intergrowth.

For the symplektite, described above, of which the vermicular component in all probability represents a hitherto unknown caesium-spodumene, I propose the name *caesium diaspodumene*. The name refers to the disintegrated product which however may postulate a primary homogeneous lithium-caesium spodumene.

A suitable name to express the well defined texture of the diaspodumene can hardly be said to exist. Though myrmekite-like in every respect, the term myrmekite has conventionally a too specific genetic significance¹ of secondary plagioclase-quartz symplektite, invasive into microcline or orthoclase, as to be opportune in the sense here in question. Genetically the diaspodumene texture would best compare with perthite, but the term perthite is also too specified, as limited to feldspar components of intergrowth, to invite a wider use of the term.² Of the same cause the term myrmeki-perthite of GEIJER,³ which otherwise would adequately express the development of the texture in the diaspodumene, can not be used. The term symplektite of SEDERHOLM⁴ is of coarse applicable, but hardly implies enough of the specific texture to be suitable, as symplektite in SEDERHOLM'S definition is used as a designation of secondary intergrowths of two different minerals in general, including such widely different synantetic intergrowths as, for example, chondrodite-calcite, epidote-quartz, plagioclase-hornblende etc. As a term seems needed to signify a perthitic texture with non-feldspatic components, I propose the name *perthitoid* for such a compound. If one component is vermicular, one might, as in the case here in question, speak of a myrmeki-perthitoid. The term perthitoid in this sense would signify any secondary disintegration texture of chemically related mineral components, adequate to form a homogeneous phase and in disintegrated condition giving rise to a perthitic or myrmeki-perthitic texture. The term perthitoid is therefore, as here proposed, in a certain sense, mineralogical as well as textural, and well represented in the myrmeki-perthitoid texture of the disintegrated caesium diaspodumene.

In the same specimens and thin sections, containing the caesium-diaspodumene veins described above, another symplektic intergrowth

¹ SEDERHOLM, On Synantetic Minerals, Bull. Com. Geol. Finland, 48, p. 134.

² WAHL has used the term in a broader sense, for example pyroxene-perthite, pyroxene-micropertite and pyroxene-cryptopertite for perthitic intergrowths between orthorhombic and monoclinic pyroxenes in certain gabbros and norites (Övers. Finska Vet. Soc. Förh. 50, 1906—07 nr 2).

³ G. F. F. 1912, p. 198. The term myrmekiperthite of GEIJER is falsely written myrmekiteperthite by SEDERHOLM, l. c.

⁴ SEDERHOLM, l. c.



Fig. 5. Micro-photo of albite-eucryptite symplektite from specimen of so called » β -spodumene» of BRUSH and DANA from Branchville, Mass. Upper fig. parallel fibres, lower fig. across fibres in same thin section, showing pseudo-graphic texture. (Compare illustration in BRUSH and DANA, *Am. Journ. of Sc.* 20, 1880, p. 264—265). (Both photos 70×1 .)

of striking appearance is occasionally found, nearly associated with the diaspodumene and filling certain interstices between the larger spodumene individuals. We here meet a very delicate intergrowth between two minerals of low refringence and birefringence, the indices for both lying close to kolloite (1,5354). The microscopic texture is very similar to that of the so called » β -spodumene» of BRUSH and DANA, described as an alteration product of spodumene from Branchville. In fig. 5 two microphotos of the Branchville » β -spodumene» from a specimen kindly put at my disposal by prof. FORD of New Haven, are reproduced. Fig. 6 gives a microscopic drawing by MARGIT ROSENBERG of the similar symplektite of Varuträsk. The Varuträsk material is of a so much finer grain that a photographic reproduction could not be brought to give distinct contours. A microscopic drawing had therefore to be resorted to, and for comparison the Branchville intergrowth is reproduced in a scale enlarged to the same relative dimensions. (Natural scale: Varuträsk symplektite to Branchville » β -spodumene» about 1:3).

The general aspect of the symplektite as well as obtainable optical data seems to indicate the presence in the diaspodumene veins through the pollucite of Varuträsk of an albite-eucryptite symplektite of the same character as recorded in 1880 by BRUSH and DANA as an alteration product of spodumene from Branchville. Though in an essentially smaller scale, the Varuträsk symplektite shows identically the same figuration of the fibres, in transverse sections with the characteristic pseudographic texture, (cfr fig. 5 and 6 and fig. 1 in BRUSH and DANA, Am. Journ. of Sc. 20, 1880, p. 266), in parallel sections, (parallel to the fibres) irregular vermicular fibres with in general convex outlines against the albite (fig. 6).

The true nature of the surmised process of disintegration or incipient alteration of spodumene into eucryptite-albite symplektite is not obvious and seems not to have been brought under discussion in recent literature, probably because the phenomenon has only been observed from one locality before. LEMBERG summarily refers to the problem in 1887 in his paper: »zur Kenntnis der Bildung und Umbildung von Silicaten», there discussing the possibility of jadeite and spodumene being formed of the two molecules $R_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ and $R_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ and concluding: »für diese Ansicht liesse sich noch die bekannte Umwandlung von Spodumene in eine Gemenge von Albit und Eucryptit anführen».

Nearly related symplektic intergrowths have however been described

¹ Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellsch. 39, 1887, p. 559.



Fig. 6. Upper fig. microscopic drawing by MARGIT ROSENBERG of albite-eucryptite symplektite from caesium diaspodumene vein in pollucite Varutrask. (200×1 .) Dark fibres eucryptite, white albite, shadowed parts quartz. Lower fig. microscopic photo of Branchville albite-eucryptite symplektite, enlarged to same scale.

by various authors from different localities. So TEALL¹ first described »beautiful micrographic intergrowths» of orthoclase and nepheline in the pseudoleucite and in the groundmass of certain borolanites from Cnoc-na-Sràine in Northern Scotland, which evidently closely correspond to the phenomena described above. SHAND,² who later restudied the same rock series, determined the ingredients as orthoclase and sodalite and named the characteristic texture of the symplektite dactylotype with reference to its likeness to fingerprints.

Another evidently in many respects closely related phenomenon has been described by LACROIX³ in the sommaite from Vesuve. It refers to intergrowths of orthoclase and sodalite, of much the same nature as the symplektite from Cnoc-na-Sràine. LACROIX has also observed an analogous intergrowth from the lavas of the Archipel de Los,⁴ the ingredients being orthoclase and a »substance monoréfringente incolore, dont je n'ai pu déterminé la nature».

BROUWER⁵ has also described a similar symplektite, »a peculiar graphophytic intergrowth, probably of zeolites with unchanged sodalite» from an aegerine-foyaite from Transwaal.

The original name of β -spodumene, as used by BRUSH and DANA for the symplectic intergrowth of albite and eucryptite as an alteration product of spodumene from Branchville, is hardly appropriate as a mineralogical term for such a product. Firstly, as nothing in the alteration product remains, showing any mineralogical relationship to spodumene, it seems amiss to bring in the term spodumene in the nomenclature. Secondly the term β -spodumene has been used by BALLO and DITTLER⁶ to denote a temperature modification of spodumene, (α , β , γ -spodumene), according to the conventional use of these terms. In spite of priority the name » β -spodumene» in the sense of BRUSH and DANA cannot therefore be upheld, and another name must be sought. With reference to both textural and paragenetic similarities to the orthoclase-sodalite symplektite of SHAND and LACROIX the name albite-eucryptite symplektite seems adequate and appropriate as denoting both the actual composition and the textural development.

The textures of the albite-eucryptite symplektite from both Branch-

¹ Geol. Mag. 7, 1900, p. 390.

² Neues Jahrb. für Min. Beil. B. 22, 1906, p. 429—433.

³ Etude minéralogique des produits silicatés de l'éruption de Vésuve, Nouv. Arch. du Muséum, 4 Sér., T. 9, 1907, p. 148.

⁴ Les syénites néphéliniques de l'archipel de Los, Nouv. Arch. du Muséum, 5 Sér. T. 3, 1911, p. 53.

⁵ Oorsprong en Samenselling der Transwaalsche Nephelinsyeniten. Ac. Diss. Gravenhagen 1910, p. 40.

⁶ Zeitschr. für Anorg. Chemie, 76, 1912, p. 68.



Fig. 7. Veins of cymatolite in pollucite, Varuträsk. Microscopic drawing by M. ROSENBERG (15×1).

ville and Varuträsk, mutually all but identical, so closely resemble the textures of the orthoclase-sodalite symplektite from Cnoc-na-Sròine as pictured by SHAND, that the term dactylotype, as proposed and used by him to signify the finger-impression-like texture of the Cnoc-na-Sròine intergrowth, may be used also for the Varuträsk symplektite.

The albite-eucryptite symplektite in the pollucite of Varuträsk is intimately associated with the vein diaspodumene. That it should represent a direct alteration product of spodumene, in accordance with the explanation of the closely related phenomena at Branchville, as interpreted by BRUSH and DANA, is, however, not obvious, as the bordering diaspodumene is singularly fresh. Judging from the Varuträsk material it seems more likely, that the symplektite represents the latest consolidated ingredients of the vein solution.

Still another set of veins, often in the same specimen, and of the same general appearance as the diaspodumene veins above, but for the most part of smaller dimensions, show mineralogically a quite different composition. Bordering a narrow fissure, a zone of some few mm is

found to consist of against the fissure vertically orientated mica lamellae in a groundmass of albite. The composition and development of the aggregate answers to the cymatolite from Branchville. As the vein material in the pollucite in other respects has been found to show near relationship with the alteration products of spodumene from Branchville, as described by BRUSH and DANA, it is not surprising to find yet another analogous product, even if its vein occurrence in the pollucite of Varuträsk does not imply that the synantetic product in this case is an alteration of spodumene. The drawing in fig. 7 by MARGIT ROSENBERG gives a good idea of the development of cymatolite veins in the Varuträsk pollucite.

Concerning the sequence of the different veins in the pollucite of Varuträsk, the diaspodumene and cymatolite veins are contemporaneous and represent the earliest veining epoch, always intersected by the albite- and oncosine veins. The sequence between the albite- and oncosine veins is not so obvious, as they have not been found intersecting each other in the material at my disposal in the laboratory. Certain indications however indicate that the oncosine veins are younger than the albite veins and in consequence represent the latest veining epoch in the pollucite.

Alteration Products of Pollucite.

Pollucite would be expected readily to succumb to the same hypogene or supergene alteration processes as for example petalite and spodumene, both at Varuträsk and other related localities, resulting principally in the formation of different clay minerals. From previously known localities, however, no mention is made in the mineralogical literature of any secondary alteration of pollucite except a passing observation by F. L. HESS in his paper on pegmatites.¹ In discussing certain replacement processes in complex pegmatites, HESS writes as follows: »As soon as most minerals have been fairly well formed, new ones have been brought in, or the old ones have been wontonly destroyed. Thus tons of pollucite in Tin Mountain were reduced to clay, and in Maine clay or cavities were left. Pollucite is also replaced by lepidolite.»

At Varuträsk the pollucite frequently succumbs to a farreaching decomposition. Two in general appearance megascopically differing alteration products are to be found, the one a purely white, soft secondary mineral of kaoline-like appearance, the other a dense, yellowish-brown impure clay substance.

¹ Economic Geol. 28, 1933, p. 459.

The only uniform alteration product of the Varuträsk pollucite is the soft, white kaoline-like substance, referred to above. But even of this substance it was found difficult to obtain acceptably pure material for analysis. Miss BERGGREN, who has kindly undertaken the analytical work also of this alteration product, notes as follows on the preparation of the material: »It was impossible to pluck by hand pure material for the analysis. Thus prepared samples were found still to be highly impurified by pollucite. With CLERICI's solution a relatively purer sample was obtained, but even this was intermixed with finely dispersed pollucite». The analysis, which follows below, shows a content of 9.47 % Cs_2O . As the alteration product in all probability represents a mineral, where the alkalis in general, with the exception of K_2O , which shows an increase, have been leached, it seems appropriate to deduct from the analysis an amount of pollucite, reckoned on 9.47 % Cs_2O and other alkalis in proportion to the analysis above of pure pollucite. Such a calculation, executed below, indicates an intermixture of about 18 % pollucite.

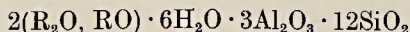
The analysis by Miss BERGGREN gave the following result:

	1.	1A.	Mol. Prop.				
$\text{H}_2\text{O} < 105^\circ$	4.78	6.98	0.3874				
$\text{H}_2\text{O} > 105^\circ$	5.61	7.34	0.4074	0.1074	190	570	6
SiO_2	51.86	54.91	0.9143	0.9143	427	1 281	12
TiO_2	0.00	—	—				
Al_2O_3	19.89	21.24	0.2084				
Fe_2O_3	0.61	0.89	0.0056	0.2140	100	300	3
MnO	0.03	—	—				
CaO	1.36	1.98	0.0353				
MgO	1.34	1.96	0.0486				
Li_2O	0.25	0.17	0.0057	0.1437	67	201	2
Na_2O	1.68	1.65	0.0266				
K_2O	2.57	2.59	0.0275				
Rb_2O	0.25	—	—				
Cs_2O	9.47	0.00	—				
Cl	0.00	—	—				
F	0.20	0.29	0.0153				
P_2O_5	0.28	—	—				
	100.18	100.00					
— 0 for F	0.08						
	100.10						

1. Decomposition product of pollucite, Varuträsk. Anal. TH. BERGGREN.

1A. Same analysis after deduction of amblygonite (calculated on 0.28 % P_2O_5) and pollucite (calculated on 9.47 Cs_2O). Analysis recalculated to 100 %.

The analysis, reckoning with a small excess of free silica, would fairly well satisfy the formula



Leaving out the first component, we find the proportions $H_2O : Al_2O_3 : SiO_2$ to be very nearly 2 : 1 : 4 or the same proportions as were significant for some of the alteration products of spodumene at Varuträsk. In fact the analysis above is in all essential points very analogous the analysis of cimolite, recently published as an alteration of spodumene from Varuträsk.¹ After deduction of alkalis for intermingled pollucite, the remaining $R_2O \cdot RO$ component is even lower than in the cimolite analysis. For comparison the ratios for the alteration product of pollucite (I) and for spodumene (II, cimolite) are given below.

I.	H_2O	:	$(R_2O \cdot RO)$:	R_2O_3	:	SiO_2	1.90	:	0.67	:	1	:	4.27
II.	»		»		»		»	1.91	:	1.16	:	1	:	4.37

Under the microscope this alteration product is found to be relatively homogeneous, except for intermingled, finely dispersed pollucite, and consists of a network of slender prismatic crystals with good basal cleavage. The mineral is optically negative with large optical angle. It seems also microscopically in detail to coincide with the alteration product of spodumene, described in an earlier publication of this series as cimolite.¹ The ultimate hypogene alteration of both spodumene and pollucite would therefore seem to result in a product, belonging to the group of clay minerals and chemically close to the subspecies cimolite $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$, where in both cases the chief and for the species characteristic alkali, lithium in spodumene and caesium in pollucite, have been practically leached.

¹ Geol. För. Förh. 60, 1938, p. 205 and 211. The name cimolite is used here with the same reservation as in the case of alteration products of spodumene, which chemically most closely agreed with the formula $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$. The mineral cimolite is however as yet but vaguely defined as a definite species. The possibility must therefore for the present be left open, that cimolite may represent but an intimate mechanical mixture. It is however in that case surprising to find the analyses of the alteration products of spodumene and pollucite so similar in relation to their chief constituents.

Mineralog. Dept., Univ. of Stockholm, Sept. 1938.

When this paper was already in print, the nov. issue of The Am. Min. brought information of two new finds of pollucite in U.S.A., from Greenwood in Maine and Leominster, Mass. W. E. RICHMOND and F. A. GONYER give in their description of the interesting occurrences new analyses and optical data. I regret it has been too late to make use of these observations.

Växtfynd i leran vid Vålbackens tegelbruk i Jämtland.

Av

PER THORSLUND.

(Manusk. inkommet ¹⁶/₅ 1938.)

Under berggrundsrekognoscering i början av sommaren 1935 omkring Brunflovikens i Jämtland fick jag ryktesvis höra, att man träffat på växter i leran vid Vålbackens tegelbruk. Vid besök på platsen meddelades, att ryktet talat sant, men att den växtförande nivån, som år 1932 första gången iakttagits, genom senare företagna schaktningar icke längre kunde utan vidare studeras. Ej heller kunde något material av fossilskikten anträffas, ehuru man låtit bränna och till förvaring undanlägga lerstycken innehållande vackra »ormbunkar».

Då det av de upplysningar, som erhöles av brukets tegelmästare, var uppenbart, att växtrester skulle förekomma på en viss nivå i leran strax ovan lergropens botten, lät jag med vederbörligt tillstånd genom nedschaktning vid lertagets västra (högsta) vägg upptaga en profil, i vilken den växtförande nivån anträffades. Från denna, som genom grävningen blev tillgänglig inom en yta av ungefär 1 m², insamlades allt material med för ögat synliga växtrester, varjämte provserier av leran under och ovan denna horisont uttogos i och för pollenanalys. En utförlig bearbetning av materialet har dock ännu icke verkställts, delvis beroende på att ytterligare insamling från den växtförande horisonten ställts i utsikt genom planerade schaktningsdispositioner inom en nära framtid. Det följande utgör därför endast ett förelöpande meddelande om fyndomständigheterna jämte några därav dragna konklusioner.

Sedan jag vid grävningen påträffat den växtförande ler-horisonten, meddelades fyndet till statsgeologen B. ASKLUND, som vid ifrågavarande tidpunkt utförde fältarbeten på Frösön. Tillsammans företogo vi därpå en kompletterande undersökning vid fyndlokalen.

Leran vid Vålbacken vilar på en — åtminstone överst — lerig, tämligen hård morän, innehållande mestadels skarpkantiga fragment av kambro-silurbergarter. Dessa utgöras huvudsakligen av grå och mörkgrå kalksten, kvartsit av Kyrkås-typ och mörk, delvis grävackeartad skiffer av Föllinge-Holmsjö facies. Några otvetydiga urbergsbergarter

ha hittills icke kunnat observeras. Med kännedom om berggrundens sammansättning inom Storsjöområdet kan man med visshet säga, att moränmaterialet närmast under leran har *västligt* eller *nordvästligt* ursprung. Det härrör m. a. o. från trakter med berggrund av tektoniskt alloktona fossilförande lager, under det att Vålbackens lertag är beläget inom det autoktona stråket längs med det jämtländska kambro-silurfältets östra rand.

Mäktigheten hos moränen i profilen kan icke angivas. Denna genomgrävdes endast till ett djup av 3 å 4 dm under leran och visade sig därvid alltigenom likartad. Genom spegelavvägning befanns moränens övre yta i profilen ligga 7 m över Storsjöns yta, som enligt meddelade pegelobservationer vid Östersund ifrågavarande dag låg 293.25 m ö. h.

Den på moränen följande leran visade i profilen en utpräglad (års-) varvighet till en höjd av 2.98 m ovan botten. Den är i fuktigt tillstånd mycket smidig och kan då lätt fläkas upp, varvid den släpper utefter de ljusare skikten. Till en höjd av 1.5 m ovan botten kunde på dessa uppbiadningsytor tydliga böljeslagsmärken spåras. På en av dessa ytor, 1.47 m från lerans botten, fanns ett tunt, småstenigt grusskikt med väl rundat material av samma slags bergarter som de, vilka ingå i bottenmoränen; kornstorleken hos gruset är övervägande mindre än 1 cm.

Den växtförande nivån i leran befanns ligga 32.5 cm ovan moränen. De anträffade växtresterna, huvudsakligen bestående av blad av *Salix*-arter [bl. a. *S. polaris* (yymmigt förekommande) och *S. polaris* × *herbacea* (ett blad) enligt bestämning av med. dr. B. FLODERUS] voro anrikade till en yta, men enstaka fragment iakttogos även i leran omedelbart ovan denna.

Vid en höjd över moränen av c:a 3 m vidtog s. k. vreslera, i vilken ingen skiktning kunde iakttagas. Vreslerans mäktighet i profilen uppmättes till 1.3 m. Den markerade uppenbarligen en zon, inom vilken avsevärda rörelser ägt rum, varigenom den ursprungliga skiktningen helt utplånats. Därövan följde i den sammanhängande profilen ungefär 8 m lera, i vilken här och var skiktning tydligt kunde urskiljas; dock lät sig leran här icke bladas upp på samma sätt som inom de lägsta 3 m i profilen. Av gjorda iakttagelser framgick, att de rörelser, som destruerat skiktningen inom »vreslere»-zonen, även gjort sig gällande inom den överliggande leran.

Lertagets översta del, som icke genomgrävdes i profilen, utgöres av en veckad och tillknådad lera, vilken uppåt avgränsas av ett uppodlat markskikt. Vid tiden för de företagna undersökningarna schaktades i denna lera ett 20-tal m från profilen. Därvid anträffades inom dess övre del här och var ett flertal tämligen stora bergartsblock. Anmärk-

ningsvärt är, att de flesta av dem kunde säkert identifieras såsom fjällbergarter, bl. a. kärvskiffer.

Av de ovan delgivna observationerna kunna följande slutsatser dragas:

1. att sammansättningen av moränen under leran tyder på en isrörelse västerifrån;
2. att lera började avsättas i relativt grunt vatten, vilket framgår av iakttagelser över strömningsmärken och grusskikt i den varviga leran. Lerans mäktighet i profilen anger därjämte, att, om man betraktar moränens övre yta som botten, en successiv stegring av vattendjupet ägde rum under lerans avsättning.
3. att de anträffade subfossilen härröra från en högarktisk flora. Rikedomen på växtrester utbredda på en bestämd nivå inom hela lertaget tyder på att dessa utsvämmats från en ej alltför avlägsen växtplats. Vid tidpunkten för utsvämningen har sålunda ett närbeläget landområde existerat.
4. att leran varit utsatt för ett avsevärt tryck, som knappast kan ha åstadkommit av något annat än en över densamma framskjutande ismassa. Möjligen kunna de i lertagets översta del förekommande blocken av fjällbergarter tyda på en rörelseriktning av denna is från väster eller nordväst mot öster resp. sydost, men fullt utslagsgivande för en sådan slutsats äro de icke.

Såsom nedan kommer att visas, är det av dessa slutsatser högst sannolikt, att leran vid Vålbacken icke kan uppfattas såsom ett sediment avsatt under slutskedet av den sista nedisningen (Kall-issjöstadiet) utan måste tolkas såsom en interglacial bildning. Den representerar en förekomst av samma slag som de, vilka A. G. HÖGBOM redan år 1893 beskrev från Frösön och på vilka ASKLUND (1936) ånyo fäst uppmärksamheten i samband med delgivandet av några nya observationer på Frösön och Andersön över submoräna bildningar, som av A. erhållit en likartad tolkning. Vad som skiljer Vålbacken-förekomsten från dessa tidigare av A. G. HÖGBOM beskrivna är, att densamma befunnits innehålla subfossila växtlämningar, vilka sannolikt härröra från en flora, som följt isranden efter en tidigare glaciation än den sista.

Då denna tolkning är framkommen med hänsyn tagen till tidigare glacialgeologiska undersökningar inom Jämtland, skola dessa såsom ett förtydligande här i största korthet beröras.

Om man utgår från den i litteraturen sedan sekelskiftet framförda uppfattningen, att de ifrågavarande lerorna på Frösön och vid Vålbacken avsatts i Kall-issjön eller under dess avtappningsstadier, och försöker anknyta de ovan relaterade iakttagelserna vid Vålbacken till

denna, finner man sig snart ställd inför ett flertal med denna uppfattning oförenliga fakta. Detta beror kanske i någon mån på den omständigheten, att många osäkerhetsmoment synas vidlåda de hittills utförda undersökningarna.

Enligt gängse uppfattning betecknar ju Kall-issjön den sista etappen under den successiva tillväxten av det isdämda vattnet inom central-Jämtland, d. v. s. det stadium, under vilket detta vatten nådde sin största utbredning. Den uppdämmande isen hade då — alltså strax före den första sänkningen av Kall-issjön — enligt G. FRÖDIN (1925) det randläge, som utprickats på den bifogade kartan, fig. 1. Med detta hypotetiska läge, som kan sägas vara förenligt med tolkningen av den etappvis försiggångna avtappningen av Kall-issjön, kan avsättning av lera vid Vålbacken i denna issjö omöjligen förklaras. Tidigare (G. FRÖDIN 1913, A. G. HÖGBOM 1920) hade man förlagt den ifrågavarande isranden längre åt öster eller ungefärligen utmed den heldragna linjen å kartan, fig. 1. Väster härom fanns då det vatten, i vilket lerorna på Frösön och vid Vålbacken skulle kunna tänkas vara avsatta. Någon förklaring till förekomsten av arktiska växter i Vålbacken-leran gives dock icke härmed, då enligt gjorda beräkningar — såsom framgår av delgivna kartframställningar — landet framför isbrämet fram till fjällranden helt och hållet täcktes av vatten under ifrågavarande tid.

Moränen över lerorna på Frösön har man sökt förklara genom antagandet av oscillationer hos isranden under slutskedet av Kall-issjöstadiet eller omedelbart efter den första sänkningen av Kall-issjön. Enligt G. FRÖDIN (1913, sid. 216, 1925, sid. 204) skulle man därvid snarast tänka sig en framstöt av isen från nordost, under det att isen eller isresterna söder och öster om Brunflovikens innersta del skulle ha legat stilla. Oavsett de stora svårigheter och motsägelser av fysisk-geografisk natur en sådan hypotes innebär (jfr A. G. HÖGBOM 1910, sid. 34—35), lämnar den ingen nöjaktig förklaring till de iakttagna tryckdeformationerna inom leran vid Vålbacken, då man uppenbarligen förbisett, att isoscillationen även skulle nått denna lokal. Om man emellertid antager att så skett, kommer man onekligen till ett resultat beträffande oscillationens omfattning, som strider mot de hittills framkomna tolkningar av de glacialgeologiska företeelserna från de urskilda stadierna av Kall-issjöns avtappning.

De av G. FRÖDIN (1925) beskrivna, vackert utbildade avtappningsrännor, vilka förekomma mellan norra delen av Näckten sjön och Locknesjön samt i Brunflo-trakten — bl. a. dalstråket öster om Skute hpl och Öhntjärn, Djupdalen vid Kloksåsen och passet mellan Hälle och Bodal öster om Brunflo, utgöra otvetydiga bevis på Kall-issjöns sydostliga utsträckning omedelbart före dess första sänkning. Passpunk-



Fig. 1. Karta utvisande belägenheten av Vålbackens lertag och de av A. G. HÖGBOM beskrivna submoräna lerförekomsterna (A och B) på Frösön. Den heldragna linjen anger det ungefärliga läget av isranden vid tiden för Kall-issjöns maximala utbredning enligt äldre uppfattning, den prickade motsvarande läge enligt senare tolkning.
Skala 1 : 200 000.

terna för dessa avtappningsvägar ligga så högt (över eller omkring 400 m ö. h.), att man möjligen kunde tänka sig, att de ifrågavarande lerförekomsterna skulle kunna ha tillkommit under de sista issjöstadierna (Skute-, Näckten- och Brunflostadierna; se G. FRÖDIN 1925, Pl. VIII).

Om man ser bort ifrån de tydliga utslagen av isrörelser över dessa leror, företeelser som i och för sig äro svärförklarade med detta antagande, så kan man likväl i den ovan beskrivna Vålbacken-profilen påvisa förhållanden, som angiva, att leran här avlagrats under stigande vattenstånd och sålunda icke under sådana förhållanden, vilka äro förknippade med det gjorda antagandet.

Fyndet av subfossila växter i leran vid Vålbacken och de i anslutning till detta fynd gjorda iakttagelserna och utredningarna ge sålunda anledning att förmoda, att denna lera liksom de submoräna lerorna på Frösön är av interglacial ålder. Såsom vägande skäl för antagandet, att de sistnämnda undgått fullständig denudation vid en senare nedisning, anförde A. G. HÖGBOM (1893) bl. a. deras skyddade läge nedanför topografiskt ännu markerade branter. Detta kan sägas gälla även Vålbacken-förekomsten, vilken ligger intill en av kambriska skiffrar uppbyggd, sannolikt brant mot Brunfloviken stupande sluttning, ovanför vilken berggrunden utgöres av den mera motståndskraftiga ortocerkalken. Lerbeförekomstens oregelbundna form och lokalt stora mäktighet i förhållande till den yta, den nu intar, giva även en antydning om att den utgör en rest av ett fordom betydande lertäcke inom Brunfloviken.

Sveriges geologiska undersökning i maj 1938.

Anförd litteratur.

- ASKLUND, B. (1936), Frösöns submoräna avlagringar. Preliminärt meddelande. — S. G. U. Ser. C, N:o 402.
- FRÖDIN, G. (1913), Bidrag till västra Jämtlands sen-glaciala geologi. — S. G. U., Ser. C, N:o 246.
- , (1925), Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 19.
- HÖGBOM, A. G. (1893), Om interglaciala avlagringar i Jemtland. — G. F. F., Bd 15.
- , (1910), De centraljämtska issjöarna. — S. G. U., Ser. Ca, N:o 7.
- , (1920), Geologisk beskrivning över Jämtlands län. — S. G. U., Ser. C, N:o 140.

Notis.

Geologiska inslag i internationella geografkongressen
i Amsterdam 1938.

Av

N. G. HÖRNER.

(MS. inkommet ¹⁴/₁₀ 1938.)

Väsentliga delar av gränsområdena mellan geologi och fysisk geografi kunna ju med ungefär samma rätt hänföras till antingen det ena facket eller det andra och dessa gränsområden odlas på goda grunder av både geologer och geografer. Bland de omkring ett tusental deltagarna i den gångna sommarens omfattande och välorganiserade geografiska kongress i Amsterdam funnos åtskilliga geologer, särskilt kvartärgeologer och geologiskt orienterade morfologer.

Den stora sektionen för fysisk geografi, under utmärkt och av alla uppskattat presidium av H. W:SON AHLMANN, behandlade i betydande utsträckning frågor av minst lika stort geologiskt som geografiskt intresse. Sektionens huvuddiskussionsämnen voro 1) den glaciala erosionen 2) de s. k. piedmontrapporna 3) ändmoräner. Dessutom förekommo åtskilliga bidrag och inlägg i skilda frågor.

Det mesta av kongressförhandlingarna — en imponerande boktrave — förelåg i tryck i god tid före kongressen och distribuerades så att kongressdeltagarna på förhand kunde sätta sig in i arbetena och förbereda sin diskussion.¹ För att ytterligare underlätta översikten och klarlägga frågeställningen hade för varje huvuddiskussionsämne utsetts en rapportör som i en koncis redogörelse sammanfattade det enligt honom väsentligaste i den rika bidragsskörden och föreslog allmänna riktlinjer för diskussionen. Även dessa rapporter distribuerades före mötet i en särskild volym.² Då under kongressens muntliga sektionsförhandlingar turen kom till en viss huvudfråga gav rapportören först en orienterande översikt, i regel med anknytning till frågans ställning också utom de insända bidragens ram. Därefter hade vederbörande artikelförfattare tillfälle att i föredragsform sammanfatta sin uppsats, som så diskuterades. Sedan de olika föredragen behandlats gavs tillfälle till allmän diskussion av huvudfrågan, och rapportören sökte slutligen ge en överblick över diskussionen och utblick med ledning därav.

Förhandspubliceringen och övriga omsorgsfulla förberedelser främjade givetvis diskussionen, och detta skulle i än högre grad blivit fallet om alla eller åtminstone de flesta av artikelförfattarna varit närvarande; tyvärr voro många hindrade deltaga. Vid diskussionen om glacialerosionen hade t. o. m. själve rapportören, W. SÖLCH, Wien, nödgats avstå från att komma. Hans synpunkter sammanfattades med egna kommentarer av K. OESTREICH. Som dessa rapportörer påpeka visa de insända bidragen att man ännu långt ifrån nått fram till någon närmelsevis enhetlig uppfattning av glacialerosionens förlopp och belopp, men åsiktsmotsättningarna

¹ För fysisk geografi se Comptes rendus du Congrès International de Géographie Amsterdam 1938. Travaux de la section IIa, Géographie physique. Leiden 1938.

² Comptes rendus etc. Rapports.

äro inte längre lika skarpa och oförenliga som då identiskt samma ämne diskuterades på geologkongressen i Stockholm 1910. OESTREICH vill slå en brygga mellan de gamla extrema åsikterna; å ena sidan: isen eroderar starkt, å andra sidan; isen konserverar, med tesen: isen accentuerar. Den första artikeln i den fysisk-geografiska kongressvolymen, H. W:SON AHLMANN och E. LAURELL: Repräsentative Beispiele für die Tätigkeit der Glazialerosion in Schweden und Norwegen, utreder och illustrerar dels glacialerosionens helt skilda förlopp och belopp i växlande präglacial relief, dels hur olika glacialerosionen verkar i olika stadier av nedisningen. De övriga nio författarna i den fysisk-geografiska kongressvolymens avsnitt rörande glacialerosion, av vilka tyvärr alltför få deltog i diskussionen, framlägga vitt skilda synpunkter, från lokalt deskriptiva till utpräglat geofysiska (H. HESS). Utöver de på förhand publicerade uppsatserna hölls ytterligare föredrag rörande föreliggande fråga, därav några av principiellt intresse, så H. BOBEKS utredning av glacialerosionens absoluta belopp i ett område av Ostalperna och C. SITTIGS framställning av delvis likartade företeelser i Vogeserna. H. LOUIS framhöll i ett uppslagsrikt anförande hur glaciären i motsats mot rinnande vatten måste förete en fortskridande energianhopning nedför en enhetlig sluttning. Därmed följer erosionsintensifiering och bäckenurholkning vid ett konkavt brott i isens fallkurva. N. NIELSEN behandlade frågan om glaciala former och deras interglaciala utfyllning av olika slag på Island — visserligen delvis genom vulkanisk verksamhet, men också till stor del genom jordflytningsprocesser under periglaciala klimatförhållanden.

Då WALTHER PENCK under sina sista levnadsår utvecklade sin lära om piedmontrapporna, formsviter av utifrån-inåt på allt högre nivå avsatsartat anordnade erosionsytor, hade han därmed liksom för hela sin morfologiska analys, ett klart deklarerat geologiskt syfte: att utreda jordskorpans rörelser. Vid geografkongressens i Amsterdams omfattande diskussion i frågan skulle man nog i en del fall önskat ett klarare framläggande av sådana strukturella, stratigrafiska och tektoniska förhållanden som kunna misstänkas influera på de väl utredda och i flera fall förträffligt kartografiskt åskådliggjorda topografiska dragen. Som rapportör gav H. SPREITZER en fyllig och upplysande överblick över problemet. J. C. OVERBEEK-EDIES och Th. RAVENS teoretiska resonemang över piedmontrappans bildnings-sätt torde vara av betydelse också för förståelsen av vissa andra markanta morfologiska drag, vissa terrastyper, men framför allt de semiarida trakternas mycket omdiskuterade pediment. Även andra inlägg berörde denna fråga. I G. BRAUNS föredrag Zum Problem der Piedmontrappen spelade hans forskningsresultat från de skandinaviska fjällen och deras omgivningar en framträdande roll.

Utöver de i vederbörande compte rendu förhandspublicerade uppsatserna gjordes flera betydande inlägg. H. BAULIG framhöll med skarpa en del ånyo frampreparerade gamla (delvis senpaleozoiska) erosionsytors roll i den nutida reliefen i vissa delar av Frankrike och vidgade sin koncisa framställning till en kritisk granskning av den diskuterade teoriens bärande eller bristande fundament. J. BÜDEL, som i sina undersökningar bl. a. i Erzgebirge tagit full hänsyn till geologiska förhållanden, påvisar klimatets avgörande betydelse också för piedmontrappornas utbildning; efter pliocen ha dessa former i Mellaneuropa blott skurits sönder, ingalunda vidarebildats. Diskussionen övertygade om att W. PENCKS tes om landformutbildningens

oavhängighet av klimatet omöjligen kan upprätthållas; allt fler bevis framläggas för klimatets fundamentala morfologiska roll. Det blir nödvändigt att skarpare än hittills urskilja morfologiskt kvardröjande nu passiva fornformer och utreda under vilka från nutiden avvikande förhållanden de uppkommit. Just detta diskussionsämne, de kanske i en del fall något problematiska piedmonttrapporna, visade klart hur outhärlig en geologisk grund och geologisk metodik är för geomorfologien.

Medan tyskarna dominerat den just nämnda diskussionen, voro bidrag rörande ändmoräner anmärkningsvärt talrika från Polen: av de på förhand tryckta nio uppsatserna stammade inte mindre än fyra från Polen, och ett femte bidrag därifrån lämnades av frågans rapportör S. LENCEWICZ. Vid sidan av de i tryck föreliggande uppsatserna gav P. WOLDSTEDT en klarläggande översikt av olika moräntypers direkt iakttagna uppkomstbetingelser i av vulkanverksamhet relativt föga påverkade trakter på Island och gjorde jämförelser med Nordtyskland. H. W:SON AHLMANN redogjorde för de morfologiskt växlande moräntyperna i Mellansverige och deras bildningsbetingelser, från den »levande» landisens verkliga ändmoräner till den i anförda fall i detalj rekonstruerade dödisavsmältningens ablationsmorän ovan M. G.

Förhandlingarna inom den fysisk-geografiska sektionen inrymde också en betydande grupp *varia*. Från svensk sida lämna de tryckta förhandlingarna ett bidrag av J. FRÖDIN om morfologiska problem i Kurdistan och Armenien, däremot höll ingen svensk något föredrag inom denna grupp.

G. B. ESCHER gav en väl illustrerad redogörelse för de omfattande experimentella forskningarna vid det sällsynt rikt utrustade laboratoriet i geologiska institutet i Leiden, vilket också sedermera beredvilligt demonstrerades för intresserade geologer. Det rinnande vattnets såväl som olika vågors geologiska verkan diskuterades från skilda håll. L. KADARS föredrag om Mellaneuropas inlandsdynner gav anledning till ett omfattande meningsutbyte rörande dynernas natur, material, bildningssätt och klassifikation ävensom om deras klimathistoriska vittnesbörd. S. A. HUZAYIN gav en upplysande karakteristik av ökenprocesser och resulterande landformer i Arabien, med framhållande av den tidigare geologiska utvecklingens roll. C. H. EDELMAN redogjorde bl. a. för omfattande periglaciala solifluktionsföreteelser i Holland, av betydelse också för det nutida landskapet. Hollands kvartärgeologi behandlades också av F. FLORSCHÜTZ, vilken bl. a. diskuterade istidens periglaciala permanenta tjäle som bildat ett vattenkvarhållande skikt och därmed möjliggjort omfattande torvbildning på annars permeabla och fuktighetsfattiga sandjordar, samt tjälens slutliga smältning och därav orsakad uttorkning som resulterade i betydande flygsandsdrift i stora delar av landet.

Att döma av de på sista sektionssammanträdet uttalade önskemålen rörande fysisk-geografiska programmet för nästa kongress kommer där det geografisk-geologiska samarbetet att fortsättas. Bland de många till nästa kongress påtänkta frågorna märktes glaciologi-glacialgeologi; olika klimattypers roll för denudationen; recent och kvartär arid morfologi; vinden som morfogen faktor; det rinnande vattnets morfologiska arbete enligt exakta mätningar i natur och experiment.

Förutom de allmänna sektionssammanträdena stodo även de olika specialkommissionernas vetenskapliga sammanträden öppna för kongressdeltagarna och i något fall hölls gemensamt sektions- och kommittésammanträde.

Tre av specialkommissionerna hade starka geologiska anknytningar; 1) kommissionen för klimatväxlingar, 2) »terrasskommissionen» och 3) kommissionen rörande tertiära erosionsytor.

De flesta av föredragen i klimatkommissionen lågo visserligen tämligen fjärran från geologers egentliga verksamhetsfär, men H. LOUIS' undersökningar över de anatoliska sjöarnas forna större utbredning har ett kvartärgeologiskt intresse utöver det lokala, så också W. VAN ROYENS studier över postglaciala topografiska förändringar och klimatväxlingar inom U. S. A:s centrala slättområden.

»Kommissionen för studiet av pliocena och kvartära terrasser» har på bred basis tagit upp en viktig sida av nivåförändringsforskningen. Tyvärr voro några av de ledande männen i denna kommission förhindrade närvara vid Amsterdamsammanträdena, men i kongressförhandlingarna¹ förelågo i tryck 16 uppsatser behandlande marina och fluviatila terrassutbildningen i olika delar av världen. För de flesta fall där företeelserna icke varit direkt och påtagligt betingade av lokala tektoniska processer föreligga försök till analys av terrassernas nivå- och klimatförändringsvittnesbörd. I flera uppsatser diskuteras korrelationen med sannolikt besläktade företeelser i andra delar av världen. Oberoende av kongressens Comptes rendus hade internationella geografiska unionen genom sitt generalkommissariat publicerat terrasskommissionens femte rapport med sammanfattningar över terrass- och därmed sammanhängande nivåförändringsforskningar i ett flertal länder, i de flesta fall med rikliga litteraturanvisningar.²

Intressanta äro de fortsatta försöken, både inom och utom terrasskommissionen, att korrelera bl. a. vissa av Västeuropas terrasssystem med de just nu så ivrigt omdiskuterade alpina nedisningarna. Fossil, arkeologiska fynd, klimatbetingade solifluktionsföreteelser m. m. ha bidragit till problemets utredande. Med hänsyn till att alltfler alpina kvartärgeologer framlägga vägande argument för att de kvartära istiderna måste antagas varit fler än de fyra klassiska Penck-Brücknerska (jfr nu senast P. BECK i Ecl. geol. Helv. 1938) är det av intresse att vissa terrasser och solifluktionshorisonter väl stämma med det PENCKSKA schemat. (Jfr W. B. WRIGHT i Comptes rendus och kommissionsrapport.)

Som K. F. SANDFORD på goda grunder framhåller i sin inledning till »terrassrapporten» är trots kommissionens väsentliga bidrag problemets lösning alltfjärran. Ännu ha försöken till skiljeanalys mellan av havets vattenmängdsförändringar betingade eustatiska nivåförändringar å ena sidan, isostatiska och övriga jordskorperörelser å andra sidan icke lyckats, än mindre ett uppklarande av de skilda faktorernas verkliga roll. Men då nu i olika världsdelar målmedvetna försök göras att reda ut dessa frågor är kommissionen en förmedlare av uppslag, metoder och impulser; kanske skulle den kunna vara det i ännu högre grad om den inte vore så bunden vid terrasserna utan kunde ta full hänsyn också till andra nivåförändringskriterier. Kommissionens president, DOUGLAS JOHNSON, framlade i tryck ett detaljerat program för gemensam internationell utredning av terrass-

¹ Se »Section B», sid. 183—278, i Comptes rendus du Congrès Internat. de Géographie. Amsterdam 1938. Travaux des Sections A—F. Leiden 1938.

² Cinquième Rapport de la Commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pléistocènes. Union Géographique Internationale. Paris 1938.

korrelationer med särskild hänsyn till frågan om havsytans eustatiska förändringar. Förslagsställaren yrkar på ett noggrant, systematiskt och enhetligt utforskande av vissa lovande typområden, vilka även preciserades. JOHNSON anser att endast sedan gammalt stabila områden kunna komma ifråga, så stabila att eustatiska nivåförändringar uppträtt renodlade. På detta sätt bleve ju dock mycket stora delar av det eustatiska nivåförändringsförloppet oåtkomligt. Skall man nå längre måste det Johnsonska programmet kompletteras efter andra linjer och anknytas bl. a. till undersökningar inom de kvartära nedisningsområdena, där havets vattenståndsväxlingar visserligen komplicerats genom landhöjningar, men varest man därigenom har förmånen att ha fått de gamla registreringarna av lågt vattenstånd upplyfta och tillgängliga för undersökning. L. VON POST har ju sedan åtskilliga år systematiskt utnyttjat den möjligheten.

Kommissionen för kartläggning av tertiära erosionsytor framlade även den en omfattande rapport¹ som i åtskilliga fall griper vidare än vad titeln anger, dels genom strukturella och genetiska utredningar, dels genom att forskningarna understundom sträcks ut över skeden både före och efter tertiär. Av okänd anledning hade kongressledningen till denna specialkommission hänvisat ett par kvartärgeologiska arbeten: R. K. GRESSWELLS om Lancashires postglaciala historia och R. J. RUSSELS om kvartära deltaterrasser i Luisiana, ett föredrag vars synpunkter på vissa kvartära terrassers bildningssätt och vittnesbörd nog förtjänade prövas också på en del andra håll.

Även några av de i samband med geografkongressen anordnade exkursionerna hade starkt geologisk prägel. Säkerligen var detta fallet med den av en geolog ledda färden till Limburgs bergsbruksområden och Maas terrasssystem, i vilken resa referenten dock inte hade tillfälle deltaga.

En exkursion genom Hollands forna nedisningsområde leddes av K. OESTREICH under medverkan av J. B. HOL, F. FLORSCHÜTZ och andra. Ändmoräner, glacifluviala avlagringar, flygsandsbildningar, torv och inte minst de talrika vittnesbörderna om periglaciala jordflytningsföreteelser diskuterades i fält med iver även av utländska exkursionsdeltagarna såsom V. TANNER, P. WOLDSTEDT, H. BAULIG och många andra. Det skulle säkerligen varit givande att mer ingående än det bräddfulla och utmärkta exkursionsprogrammet medgav studera de periglaciala vindförhållandena inom området. Spåren av sannolikt periglacial flygsanddrift äro utomordentligt iögonenfallande, vindslipade stenar talrika, men i allmänhet tillvaratagna eller flyttade av människor i sen tid. Smärre stenar ha tydligen varit rubbade av jordflytning, många större block tycks av skulpturen att döma legat orubbade under den periglaciala sandblästringen, och ett studium av ett tillräckligt antal ännu intakta sådana block skulle troligen ge goda upplysningar om de periglaciala vindarna, och därmed om den omtvistade glaciala anticyklons roll ungefär vid isens maximutbredning.

Den av P. TESCH ledda exkursionen till Nordhollands kustdyner gällde i stor utsträckning yngre bildningar, dock gavs på ön Texel gott tillfälle att studera både glaciala och postglaciala företeelser.

¹ Rapport de la Commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement tertiaires. Union Géographique Internationale. Paris 1938. Värdefull är också den av kommissionen samtidigt utgivna Bibliographie des cartes de surfaces d'aplanissement. Union Géographique Internationale. Paris 1938.

Anmälanden och kritiker.

Voigt's lackfilmmetod.

När undertecknad för snart 20 år sedan studerade vertebratpaleontologi i Tübingen, fäste han sig vid ett tillkännagivande på Geologisk-paleontologiska institutets anslagstavla, där ett pris utlovades åt den som kunde finna ut någon ny metod för preparering av fossil. Det är anmälaren obekant, om detta pris någonsin utdelats, men säkert är, att ingen i högre grad förtjänat ett sådant än docenten dr E. VOIGT i Halle a. d. S., vars lackfilmmetod torde vara den enda verkligt stora tekniska nyheten på detta område på många år. VOIGT är väl annars mest känd hos oss genom sitt, trots vissa brister, framstående arbete om vår kretacéiska sedimentation och tektonik, där han tack vare sin kännedom om och jämförelse med de numera väl studerade förhållandena vid Harz kommit med värdefulla uppslag och nya impulser.

Lackfilmmetoden har haft föregångare i vissa prepareringsmetoder med kolloidium, celluloid och lack, som sedan många år tillbaka begagnats inom växtpaleontologien, men tycks ha experimenterats fram helt självständigt av VOIGT. Den framlades i tryck första gången år 1933 (1). I första hand utarbetades den för lösa och mjuka föremål i brunkolslagren vid Geiseltal. Principen är enkel. Det föremål, som skall konserveras, härddas först med översprutning av en fixeringsvätska, alltså i likhet med ett sedan gammalt känt förfaringssätt inom paleontologien. Som fixeringsvätska begagnar VOIGT en tunn lösning av zaponlack i aceton. Sedan lösningsmedlet avdunstat påstrykes lacket. Av detta rekommenderas olika specialfabrikat, bl. a. »Geiseltal-Sprimoloidlack». Efter ett par påstrykningar får man en glänsande lackhinna, och konserveringen är färdig. Filmen med vidhängande fossil kan sedan tagas ut och fossilet prepareras fritt från vidhängande bergart.

I början användes metoden för mindre fossil. Snart visade den sig emellertid utomordentligt användbar även för större. Så har en 1.2 m lång krokodil (2) uttagits ur det lösa bergartsmaterialet, som annars faller sönder i luften och tidigare trotsat nästan alla konserveringsförsök. Härifrån var steget ej långt till konservering av profiler i brunkol, kvartär och tertiär sand, grus, lössjord, markprofiler o. s. v. (3—4). Särskilt i fråga om profiltagning bör metoden få vidsträckt användning även hos oss, inte minst för skolor och museer, och har f. ö. redan prövats (sid. 650). En profilm kan ju göras så stor som man vill ha den. Den påläggas, sedan profilmväggen fixerats som ovan, och avdrages efter torkningen, som sker snabbt i torrt väder, nedifrån, varefter den kan rullas ihop som en matta och transporterats. Består profilen av mera fast material måste man med något verktyg underlätta avlossningen. På filmen har då ett tunt skikt av väggen fastnat, och man har en verklig profil, användbar för ingående undersökningar eller för undervisnings- eller museiändamål. För närmare detaljer hänvisas till VOIGT'S

nedanstående arbeten nr 1—4, främst nr 2, där metodiken blivit utförligt behandlad.

Lackfilmmetoden har prövats på skilda områden med stor framgång och rekommenderas för paleontologiska, sedimentpetrografiska och arkeologiska undersökningar samt för undersökning av jordarts-, mark- och vitteringsprofiler. Den är emellertid inte begränsad till konservering av ömtåligt material, som här nämnts, utan har även visat sig ytterst värdefull för mikroundersökningar, i det att den genomskinliga filmen tillåter granskning under de starkaste förstoringar. I olika avlagringar ha stundom de mest subtila organiska strukturer blivit bevarade, och här ger lackfilmmetoden de största löften för framtiden.

I en rad arbeten, citerade här nedan, har författaren i text och bild sökt ge en föreställning om metodens användbarhet.

Fiskskelettet (5) — ett mycket sällsynt fossil i lös underoligocen grönsand — var bevarat i form av en mjuk, lös massa och skulle knappast kunnat tillvaratagas på annat sätt än med lackfilmmetoden; det är nu fullständigt frampreparerat och väl fixerat i lack.

Bärnstensinneslutningar (6), överförda på lackfilm, ge synnerligen vackra preparat, som tillåta en ingående histologisk undersökning under mikroskopet med de starkaste förstoringar, något som visas genom vackra mikrofotografier av muskulatur, körtlar, trakéer och väl bevarade kitinstrukturer, svamprester på en insektlämning o. s. v.

De vackraste och rikaste resultaten ha dock erhållits vid undersökning av preparat från de eocena brunkolen i Geiseltal (7—10). Mikrofotografier av fisklämningar visa hud med kromatoforer, ögonpreparat med pigment och stavformiga bakterier, bindväv med egendomliga strukturer, som återfinnas hos nutida fiskar. Av olika ryggradsdjur ha erhållits muskulatur med tydlig tvärstrimmighet, överhud med inte bara tydliga celler utan även cellkärnor; i ett preparat tycker man sig t. o. m. kunna se kromosomer, ehuru författaren inte nämner något därom; vidare brosk, fettceller, hår, röda blodkroppar (!) o. s. v.

De ovanligt gynnsamma fossilifieringsförhållanden, som rådde vid avlagringstillfället inom brunkolsfälten och som bl. a. inneburo en snabb och fullständig isolering från syretillförsel ha från början av tertiärtiden konserverat organisk substans, som dock lätt sönderfaller och förstöres i luften. Tack vare lacket kan detta ohållbara material tillvaratagas, och här har lackfilmmetoden gjort sin hittills största insats.

För närmare kännedom om metodik och resultat hänvisas till nedanstående arbeten.

1. VOIGT, E., Die Übertragung fossiler Wirbeltierleichen auf Zellulose-Filme, eine neue Bergungsmethode für Wirbeltiere aus der Braunkohle. *Palaeontol. Zeitschr.* Bd 15. 1933.
2. — Die Lackfilmmethode, ihre Bedeutung und Anwendung in der Palaeontologie, Sedimentpetrographie und Bodenkunde. *Z. d. deutsch. geol. Ges.* Bd 88. Jahrg. 1936.
3. — Ein neues Verfahren zur Konservierung von Bodenprofilen. *Z. f. Pflanzenernährung, etc.* Bd 45. Berlin 1936.
4. — Die Konservierung geologischer und bodenkundlicher Profile mit Hilfe der Lackfilmmethode. Veröffentl. d. Reichsst. f. d. Unterrichtsfilm z. d. Hochschulfilm Nr C 236. 1938.

5. VOIGT, E., Ein Fischeskelett aus dem unteroligozänen Grünsand von Palmnicken im Samland. Z. d. deutsch. geol. Ges. Bd 89, 1937.
6. — Paläohistologische Untersuchungen an Bernsteineinschlüssen. Palaeont. Z. Bd 19. 1937.
7. — Weichteile an Fischen, Amphibien und Reptilien aus der eozänen Braunkohle des Geiseltales. Nov. Acta Leopoldina. N. F. Bd 5. 1937.
8. — Ein fossiler Saitenwurm. Ibidm. 1938.
9. — Tierische Weichteile aus der Braunkohle des Geiseltales bei Halle/S. Natur u. Volk. Bd 68. Frankfurt a. M. 1938.
10. — Fossile Muskulatur aus der Braunkohle des Geiseltales. Die Umschau. H. 35, Jahrg. 1938.

G. TROEDSSON.

Geologklubben vid Stockholms Högskola.**År 1936.**

Mötet den 10 november.

Närvarande 28 personer.

Styrelseval för läsåret 1936—37; ordförande hr STURE LANDERGREN, sekreterare hr ERIK EDMAN.

Föredrag av hr P. QUENSEL om »Varuträskpegmatiten och dess mineraliseringsproblem».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr BORGSTRÖM, KROKSTRÖM, AMINOFF, LANDERGREN, HÖGBOM, EKLUND samt föredraganden.

År 1937.

Mötet den 11 maj.

Närvarande 22 personer.

Föredrag av hr S. THORARINSSON om »Dalvikskalvet på norra Island den 2 juni 1934».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr VON POST, SAHLSTRÖM, DE GEER, BACKLUND samt föredraganden.

Mötet den 23 november.

Närvarande 28 personer.

Styrelseval för läsåret 1937—38; ordförande hr CARL-GÖSTA WENNER, sekreterare hr OLOF GABRIELSON.

Föredrag av hr L. VON POST om »Dalälvens erosion nedanför Älvkarleby».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr S. JOHANSSON, DE GEER, AHLMANN samt föredraganden.

År 1938.

Mötet den 24 februari.

Närvarande 33 personer.

Föredrag av hr C. CALDENIUS om »Den förmenta stora finiglaciala isoscillationen i Gävletrakten».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr SANDEGREN, VON POST, O. CLAESSON, A. GAVELIN, DE GEER, THORARINSSON, AHLMANN samt föredraganden.

Mötet den 29 mars.

Närvarande 23 personer.

Föredrag av hr O. KULLING om »Eokambrisk varvskiffer».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr DE GEER, VON POST, ASKLUND samt föredraganden.

Kort anförande av hr C. G. WENNER om »Årsvarvighet i Viskans subrecenta delta».

Med anledning av anförandet yttrade sig hrr DE GEER, VON POST, CALDENIUS, HÖRNER samt föredraganden.

Föredrag av hr C. MANNERFELT om »Några isavsmältningensfenomen på Städtjan».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr DE GEER, VON POST samt föredraganden.

Mötet den 1 oktober.

(Med anledning av professor GERARD DE GEERS 80-års-dag.)

Närvarande 60 personer.

Hälsningsanförande av ordföranden, hr C. G. WENNER.

Föredrag av hr C. CALDENIUS om »Australiens permokarbonska varvskiffrar».

Föredrag av hr L. VON POST om »Bergstrandlinjer av arktisk typ i Viskadalen».

Med anledning av föredragen yttrade sig hrr DE GEER, VON POST och THORARINSSON.

Mötet den 22 november.

Närvarande 15 personer.

Styrelseval för läsåret 1938—39; ordförande hr E. FROMM, sekreterare hr C. G. WENNER samt konsultativ styrelsemedlem hr C. MANNERFELT.

Föredrag av hr E. FROMM om »Geokronologiskt daterade pollendiagram och diatomacéanalyser från Ångermanland».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr SANDEGREN, FLORIN, VON POST, HÖRNER samt föredraganden.

Hr C. G. WENNER demonstrerade en profil, tagen med lackfilm-metoden.

Med anledning av demonstrationen yttrade sig prof:an DE GEER samt hrr DE GEER, VON POST, HÖRNER, FLORIN och WENNER.

Det Tredje Nordiska Geologmötet.

Det Tredje Nordiska Geologmötet, som hölls i Sverige den 29 juli—12 augusti 1938, hade anordnats av Geologiska Föreningen i Stockholm, vilken utfärdade inbjudning till fackgeologer inom de Nordiska länderna att genom exkursioner taga kännedom om resultaten av geologiska undersökningar i Sverige utförda efter år 1921.

Mötets organisationskommitté har bestått av Föreningens ordförande, Statsgeologen R. SANDEGREN, Statsgeologen N. MAGNUSSON och Docenten H. VON ECKERMANN, vilken fungerat som mötets generalsekreterare (fig. 1).



HJELMQVIST foto.

Fig. 1. Generalsekreteraren.

Gemensamt möte med föredrag hölls i Stockholm. Före detta möte gingo kortare exkursioner: A 1 till Skånes Rät-liasområde, A 2 till Stockholms skärgård (urberg) och A 3 till Stockholms omgivning (kvartär). Efter mötet följde längre exkursioner: B 1 till Bergslagen och Norrland (urberg och malmer), B 2 till Jämtlands och Ångermanlands fjällområden samt B 3 till Mellersta och Södra Sverige (kvartär).



Exkursionerna före mötet i Stockholm.

A 1. Rätliasexkursionen den 29—30 juli leddes av Docent G. TROEDSSON och startade i Hälsingborg.

Den 29 juli. Deltagarna, 22 till antalet, samlades på Hotell Savoy i Hälsingborg, varifrån färden företogs med buss först till Höganäsbolagets borrhål 273 vid Skromberga, där lagerserien från understa lias till silur sågs i en vackert uppradad borrhärna (se sid. 547), sedan till de stora skärningarna i kågerödsformationen vid Bälteberga, i rät vid Vallåkra och i yngsta hälsingborgslagren (pullastrabanken) vid Hälsingborgs tegelbruk. Efter lunch i Hälsingborg fortsattes till Kulla Gunnarstorp, där döshultlagrens yngsta del med ostrea- och aviculabankarna studerades; Laröd med döshultlagrens äldre, grovsandiga del och en stor tvärförkastning; Tinkarpsbacken, vars nya vägskärning demonstrerades av amanuens MOHRÉN; samt Gravarna, där fossil samlades i mytilusbanken och zonen med *Nilssonia polymorpha*.

Den 30 juli. Bussfärden togs över Döshult, varvid undre delen av döshultgruppen studerades, dels i ett grustag (typlokalen), dels i en ättekull-liknande höjd, som genomdragits med en tunnel (Dösunabacken), och dels i ett par rundhällar vid Viken med en grov, lös varietet av sandstenen med talrika sliprännor. Härifrån fortsattes kustlandsvägen till Nyhamnsläge, där man besåg den petroleumförande diabasen, som genomsätter rastrites- och dalmanitesskiffer, samt konglomeratisk kågerödssandsten, i vilken bl. a. upptäcktes bitar av silurisk skiffer. I Margretebergs stora lertag, N. om Höganäs, sågs kågerödsformationens yngsta lera samt vallåkralera och undre flötsen. I Höganäs gav Höganäsbolaget lunch på stadshotellet. Här redogjorde geologen J. EKLUND för resultaten av de under året företagna geofysiska undersökningarna inom Höganäsfältet. Därpå fortsatte färden till Ormastorps gruva, där skredfenomen ovan jord och rätliasgränsen under jord samt de båda kolflötserna studerades under ledning av ingenjörerna C. W. GRAVE och E. AHLANZBERG. På kvällen avslutades exkursionen i Hälsingborg, varefter ett antal deltagare fortsatte med nattåget till Stockholm.

A 2. Urbergsexkursionen den 29—30 juli (fig. 2) leddes av Statsgeologen NILS SUNDIUS och föregicks av en orienterande föreläsning å Stockholms Högskola över Stockholmstraktens berggrund.

Exkursionen avreste med bussar till Dalarö och fortsatte efter frukost därstädes med motorbåtar till Ornö. Dagens program ägnades huvud-

sakligen åt de egenartade bandade bergartsserier av eruptivbergarter, som bilda en nästan kontinuerlig zon utefter Ornös västra sida och ner över Björkö. Den första lokalen utgjorde den från A. G. HÖGBOMS beskrivning bekanta nordudden av Ornö huvud, där den bandade serien av kvartsdioritiska, amfibolitiska samt mera saliska, delvis aplitiska bergartsband och -zoner studerades, vartill komma de säregna, röda, epidot-klorit-förande bergartsvarieteterna, s. k. helsinkiter. En



HJELMQVIST foto.

Fig. 2. Skärgårdsexkursionen vid Bötesholmen. Från vänster: YGBERG, BARTH, BROCH, SVENSSON-FREDRIKSSON, C. BUGGE, HADDING, NOE-NYGAARD, VOGT, REGNELL med SETH NILSSON i förgrunden, KAHMA.

hastig promenad företogs till Norrviken, där leptitartade brottstycken ses intruderade av gnejsgranit.

Vid Skinnardal, SV om Ornö Huvud, har ett stenbrott upptagits i albitaplit i och för utvinnande av fältspat; aplitens intrusiva men samtidigt konkordanta uppträdande i den bandade seriens bergarter är väl iakttagbart. Albitaplitens är även av intresse på grund av sitt innehåll av grafit i sådan form och sådan fördelning, att detta mineral får anses såsom en aplitmagmans egna beståndsdelar. Den bandade seriens bergarter domineras här av porfyritiska kvartsdioritband, vartill komma band och zoner av ljusgrå aplit samt finkornig ögonförande grå eller rödaktig aplit med grova pertitögon. Ytterligare studerades bandserien å SO-udden av Björkö och å det lilla skäret SV därom.

I fortsättningen besöktes en lokal c:a 1 km S om Vintingen på SV-ra

Ornö, där en kalkförande leptit är intimt och rikligt genomflätad av aplit, samt besågs gränsen mellan en ögonförande gnejsgranit och leptit å Ängsholmen, varest gnejsgraniten flikat upp och inneslutit brottstycken av leptiten.

Dagen avslutades med middag på Dalarö hotell, varefter deltagarna återvände med buss till Stockholm.

Följande dags program ägnades åt Runmarötrakten och åt ett studium av leptiterna och de angränsande gnejsgranitbergarterna samt deras ömsesidiga relationer. Vid Kalkkobben och på Munköns södra spets, varest den intimt bandade och kalkrandiga leptiten, som utgör Runmarös understa leptitzon, anstår, besågos resp. de intima veckningsföreteelserna och den öppna och relativt flacka synkinal-omböjningen. Efter en hastig besiktning å östra sidan av Munkö av kalkleptit-brecciorna över den bandade leptitserien fortsattes till Aspö, på vars nordöstra sida kontaktzonen mellan röd salisk gnejsgranit och leptit demonstrerades. Likartat konkordanta men dock påvisbart intrusiva relationer mellan gnejsgraniter av olika aciditet visades ytterligare på östra Svinskär.

Efter lunch på Vänö pensionat och hastig besiktning av en förekomst av intrusiv gabbro invid pensionatet besöktes Bötesholmen och besågs dess egendomliga s. k. »kalileptit». Å södra sidan av ön besöktes ett par lokaler med sandstengångar, förevisade av Dr B. ASRLUND.

Dagens sista punkt på programmet var Skarp Runmarns västra udde, där en utmärkt vacker bandserie av aplitiska, gnejsgranitiska, kvartsdioritiska och amfiboliska bergarter anstår, vilken mot söder övergår i den röda och gråröda aplitiska gnejsgranit, som härifrån fortsätter ner till den tidigare besökta lokalen vid Aspö. Särskilt intresse väckte de svarta femiska amfibolitband, som äro karakteristiska för denna lokal och möjligen kunna tydas såsom yngre lamprofyrgångar.

Exkursionsdeltagarna återvände med Stockholms Högskolas ångbåt från Söderby till Stockholm.

A 3. Kvartärgeologiska exkursionen den 30 juli leddes av Professor emeritus GERARD DE GEER.

Kl. 9.30 samlades de 18 deltagarna å Stockholms Högskolas Geokronologiska institut, där exkursionsledaren förevisade vissa delar av samlingarna, som belyste exkursionens syfte, vilket ytterligare behandlades i ett föredrag med ljusbilder.

I exkursionens buss ställdes nu färden utefter rullstensåsen till det stora grustaget vid Haga Norra, där åsbyggnadens detaljer demonstrerades, jämte dess sekundära omlagringar och ytans strandbildningar.

Efter ett besök vid det stora grustaget vid Ulriksdal gick färden vidare norrut till det mäktiga åsdeltat vid Helenelund med en därpå vilande, blockrik moränflotte.

Härefter ställdes färden västerut till Bromma moränstråk, att börja med till de regelbundnare moränlinjerna i Beckombergatrakten, och därefter till de mera sönderbrutna moränloberna ned emot moränstråkets sydände, där anhopningen av krossade berghällar och mängden av stora, kantiga block tyddes såsom en samverkan mellan landisens rörelser och en kraftig jordbävning, som hitåt haft sitt ursprung och som krävdes för att förklara frigörandet av härvarande blockmassor i en för övrigt så gott som blockfri trakt.

Just där jordbävningen kunde antagas först hava nått upptill jordytan, förevisades en utpräglad, öppen spricka, som bevisligen uppkommit vid samma tid.

Färden avslutades med en lunch å Katarinahissens restaurang vid själva kanten av den horstplatå, vars senaste rörelse kunde förmodas ha förorsakat den ovan omnämnda jordbävningen.

Mötesdagen i Stockholm.

Det gemensamma mötet hölls å Stockholms Högskola söndagen den 31 juli kl. 13.45. Mötet öppnades av Föreningens ordförande, Statsgeolog R. SANDEGREN, med följande anförande:

Å Geologiska Föreningens i Stockholm vägnar har jag äran hälsa samtliga, som hörsammat Föreningens inbjudan till det Tredje Nordiska Geologmötet, hjärtligt välkomna.

Jag ber att få uttrycka Föreningens stora glädje över att så många av våra kolleger och vänner från Danmark, Finland, Island och Norge infunnit sig till mötet.

Med tillfredsställelse konstatera vi bl. a., att samtliga chefer för de Nordiska ländernas geologiska statsinstitutioner äro samlade här: Direktör ØDUM Danmark, Professor LAITAKARI Finland, Direktör BUGGE Norge och Överdirektör GAVELIN, Sverige. Dessutom ha vi glädjen att även se förutvarande chefen för Danmarks Geologiske Undersøgelse, Direktör MADSEN.

Mätte Ni alla få ett gott utbyte av Geologmötet och trivas väl hos oss här i Sverige.

Det torde vid detta tillfälle vara lämpligt att nämna några ord om det Tredje Nordiska Geologmötets tillkomst och syfte. Redan för några år sedan hade vid upprepade tillfällen geologer i våra grannländer, speciellt Finland och Norge, uttalat önskemål att genom exkursioner få taga närmare kännedom om urbergs- och malmgeologien inom

Mellersta Sveriges Bergslag, där åtskilliga svenska geologer under det senaste decenniet utfört undersökningar, som väckt intresse även utanför vårt lands gränser. För att tillmötesgå denna önskan hade Prof. PER GEIJER och Statsgeologen N. H. MAGNUSSON umgåtts med planen att mer eller mindre privat och under synnerligen enkla former anordna en sådan exkursion sommaren 1938.

Till Geologiska Föreningens januarimöte 1937 kom så Prof. PERCY QUENSEL med ett till styrelsen riktat förslag, att Föreningen skulle inbjuda till ett Tredje Nordiskt Geologmöte i Sverige sommaren 1938 med huvudvikt på exkursioner, där deltagarna finge tillfälle att diskutera problemen i fält, och för övrigt med en så pass vid ram, att flera olika grenar av geologien bleve representerade. Dock borde demonstrationerna begränsas till sådana områden, som sedan föregående geologmöte i Sverige år 1921 gjorts till föremål för detaljerad utforskning. Styrelsen förordade Prof. QUENSELS förslag, och vid februari-mötet beslöt Föreningen ställa sig som inbjudare till ett Tredje Nordiskt Geologmöte samt uppdrog åt styrelsen att inom sig utse en kommitté i och för programmets utformning och beslutets verkställande.

Organisationskommittén har bestått av Docenten HARRY VON ECKERMANN, Statsgeologen N. H. MAGNUSSON och undertecknad. Exkursionernas detaljplaner ha utarbetats av de olika exkursionsledarna, medan Dr VON ECKERMANN som Geologmötets generalsekreterare stått för organisationen i dess helhet.

Som jag nämnde avsågs att vid detta geologmöte egna den största delen av tiden åt exkursioner inom områden, som sedan år 1921 gjorts till föremål för detaljerad utforskning. De tre kortare exkursionerna äro redan genomförda. Docenten GUSTAF TROEDSSON har demonstrerat resultaten av sina nya undersökningar på nordvästra Skånes klassiska mark, där för mer än 50 år sedan EDWARD ERDMANN och A. G. NATHORST lade en fast grund för kännedomen om geologien och paleontologien i denna trakt. Statsgeologen NILS SUNDIUS har förevisat sin nykartering av berggrunden i Stockholms skärgård, ett område där urbergsgeologerna alltid torde kunna finna nya problem att diskutera och där P. J. HOLMQUIST 1921 kämpade väldeliga med HARALD JOHANSSON. Och slutligen har Prof. GERARD DE GEER ännu en gång fört både troende och tvivlande exkurrenter genom Stockholmstrakten, det område vars kvartärgeologi han ägnat en mansålders hängivna specialstudier.

Nu återstå de längre exkursionerna. Under en av dem skola urberg, malmer och mineralogi studeras i Bergslagen, Dalarna och Norrland. Att tre sådana exkursionsledare som Prof. GEIJER samt Statsgeologerna MAGNUSSON och SUNDIUS stå för demonstrationen av Bergslagens leptitformation och urgraniter torde borga för, att deltagarna komma

att få en allsidig belysning av och tillfälle till livlig diskussion om alla de problem, som genom ledarnes nya undersökningar här kommit under debatt. Dr VON ECKERMANN kommer att demonstrera Loos-Hamra-området, förut nära nog en vit fläck på Sveriges geologiska karta. Nu, sedan han karterat och analyserat detta väldiga område, så är, för att nämna endast ett exempel på resultaten av VON ECKERMANNS mångåriga arbeten här, detta område numera tätare belagt med kemiska analyser av bergarterna än något annat av motsvarande storlek i vårt land. De stora nykarterade områdena i Västerbotten samt Sveriges nya bergslag i Skelleftefältet demonstreras av Överdirektör GAVELIN, Statsgeologen HÖGBOM samt Bolidens Gruvaktiebolags geologer och ingenjörer, och slutligen skall Prof. QUENSEL visa den nyupptäckta mineralfyndorten Varuträsk, från vilken han under senaste året beskrivit en hel rad mineral.

Fjällgeologien har alltid varit ett fascinerande studium för geologerna. En hel del under de senaste åren utförda undersökningar inom Jämtland och Ångermanland komma under den andra av de längre exkursionerna att demonstreras av Statsgeologen B. ASKLUND.

Den tredje av de längre exkursionerna kommer att ägnas åt kvartärgeologien. Enligt kommitténs ursprungliga plan skulle denna i huvudsak ha följt samma rutt som den stora urbergsexkursionen, med avsikt att i främsta rummet demonstrera de nykarterade områdena i Bergslagen och Västerbotten. Statsgeologen ERIK GRANLUND, som just lagt sista hand vid en ny kvartärgeologisk karta över Västerbottens län, när han hastigt rycktes bort av döden, skulle stått som huvudledare för denna exkursion. Efter GRANLUNDS bortgång visade det sig omöjligt att genomföra det ursprungliga programmet, där det av GRANLUND undersökta Västerbotten skulle ägnats den mesta tiden. Prof. LENNART VON POST hade då vänligheten erbjuda sig att leda en kvartärgeologisk exkursion, som går genom av honom studerade trakter från Södermanland till Svea älv, Vänern—Götaälvs-området och ned till Halland, där hans ännu ej publicerade undersökningar inom Viskadalen demonstreras. Av det ursprungliga programmet för denna exkursion kvarstår emellertid Statsgeologen G. LUNDQVISTS demonstration av de kvartärgeologiska förhållandena i trakten kring Smedjebacken samt Docenten N. G. HÖRNERNS av Brattforsheden.

Jag får nu endast uttala den förhoppningen, att dessa exkursioner måtte främjas av gynnsam väderlek och att deltagarne måtte få en någorlunda fyllig inblick i de senaste nyvinningarna inom svensk geologi.

Vid ett geologmöte bör dock åtminstone någon dag ägnas åt föredrag och gemensam samvaro. Då det för kommittén gällde att välja

ett föredrag, som kunde bjuda ett för alla deltagarna intressant och framför allt aktuellt ämne, stod det genast klart, att något mera aktuellt föredrag icke stode att få än ett om de senare årens undersökningar i Västerbotten, vilka äro av praktisk-geologisk och ekonomisk betydelse. Överdirektör GAVELIN har haft den stora vänligheten tillmötesgå kommitténs anhållan härom, och jag har nu äran att överlämna ordet till Överdirektör GAVELIN.

Hr A. GAVELIN höll så ett av kartor belyst föredrag om Resultaten av de nyare malmgeologiska undersökningarna i Norra Sverige.

Efter hr GAVELINS föredrag höllo de tre B-exkursionernas ledare kortare orienterande föredrag för deltagarna i var och en av dessa exkursioner.

Kl. 18 träffades mötesdeltagarna till gemensam middag å restaurang Strömsborg. Vid middagen hälsade Föreningens Ordförande, hr SANDEGREN de närvarande välkomna och talade, utgående från geologmötets syfte, för de Nordiska folkens kulturgemenskap. Svarstal höllas av Direktör BUGGE, Direktör ØDUM och Prof. ESKOLA. Vidare framförde Ordf. Föreningens tack till hr GAVELIN för dagens föredrag och till hr VON ECKERMANN för hans arbete med geologmötets organisation.

I den mest hjärtliga stämning fortsatte sedan samvaron ute i trädgården invid Norrströms porlande vatten. Exkursionerna B 2 och B 1 avreste resp. kl. 20.55 och 22.05 medan exkursion B 3 anträdde avfärden först påföljande morgon.

Exkursionerna efter mötet i Stockholm.

B 1. Berggrundsexkursionen den 1—12 aug. leddes av Docent H. VON ECKERMANN som färdledare, varvid olika exkursionsledare var och en demonstrerade sitt speciella gebiet.

De första fem dagarna ägnades Bergslagen, där medelst en profil från väster till öster den stigande metamorfosgraden belystes.

Den 1 aug. Statsgeologen SUNDIUS demonstrerade Grythyttfältets spiliter söder om Gäddsjön, den kvartsporfyriska hälleflintan i Gillershöjden, samt skifferbrotten och svart grafitisk skiffer med kvartsbollar vid Grythyttan, röda albitextrema hälleflintor och inlagrade skarnjärnmalmer vid Finnberget samt slutligen Älvestorpskonglomeratet.

Den 2 aug. visade Docenten MAGNUSSON (fig. 3) Saxåfältets bergarter (fläckskiffer, svart skiffer, gråvacka), olika slag av leptiter,



HJELMQVIST foto.

Fig. 3. Berggrundsexkursionen vid Långban. Från vänster: HADDING, disp. WESLIEN, REGNELL (sittande), LAITAKARI, MIKKOLA, MAGNUSSON, ESKOLA, VÄYRINEN.

Horrsjögranit, kontaktmetamorfos av en skarnmalm, Persbergs odalfälts järnmalmstyper och bergarter, Långbans mangan- och järnmalmer samt deras mineral.

Den 3 aug. demonstrerade Docenten MAGNUSSON ovan och under jord Grängesbergsfältets olika järnmalmstyper, leptiterna och skarn och malmbrecciering av dem, dacit-andesitgångarna, urgraniterna och pegmatiterna samt redogjorde för resultatet av sina undersökningar inom detta fält. Deltagarne blevo även i tillfälle att besöka det nya anrikningsverket i Grängesberg.

Den 4 aug. Under Prof. PER GEIJERS ledning studerades Norbergs leptitformation med kali- och natron-leptiter, leptiter av dacitiskt och andesitiskt ursprung, sedimentär kvartsit, omvandlingsbergarter (cordieritglimmerskiffer), ävensom kvartsrandiga järnmalmer, skarnjärnmalmer av flera typer, kalkmanganhaltig järnmalm samt leptitformationens gränser mot urgraniter (inkl. natrongranitisk randzon).

Den 6—7 aug. övertog färdledaren själv det geologiska ledarskapet vid demonstration av Loos-Hamra-området, varvid särskilt besågs den övre Loos-serien, Noppi-formationen och Jotniska basalkonglomerat vid Noppikoski, Dalaporfyr vid Älvho och Lusbo, Jotniska konglomerat och sediment vid Bössfallet, monzoniten vid Åmådalen, yngre porfyrserien och rapakivin kring Lillhamra, rätangraniten vid Fågelsjö samt

undre Loos-serien och Sub-Loos-serien vid Loos med tillhörande skifferbrott och sulfidmalmsgruvor.

Den 8—10 aug. ägnades åt Skelleftefältet under ledning av Överdirektör A. GAVELIN och Statsgeologen A. HÖGBOM, varjämte Fil. lic. O. ÖDMAN under en eftermiddag demonstrerade Bolidengruvan över och under jord. Under exkursionen studerades först en del randformer av Sorselegranitserien med apliter och porfyrgångar vid Fågelliden, suprakrustalserien vid Treholmsforsen och Maurliden samt sulfidmalmen vid Ö. Högkulla och Bjurfors Ö. Därefter besågs Vargforskonglomeratet vid Aspnäs, Arvidsjaurserien vid Brändliden, Adakgruvans berggrund och kopparmalm. Före Bolidenbesöket besöktes originallokalen för Vargforskformationen vid Svanfors, varefter Fil. lic. E. GRIP demonstrerade sin nya kartering av området däremellan och Boliden, innefattande bl. a. bandade leptittuffer vid Kedträskbron, kvartsalbitporfyr ur leptitseriens undre del samt kvarts-keratofyr vid Petiknäs, tuffagglomerat vid Storålden, Revsundsgranit i kontakt med dacitisk lava vid S. Åkulla och slutligen basaltisk lava tillhörande leptitserien vid Bjurvattnet.

Den 11 aug., sista exkursionsdagen, ägnades Varuträsk pegmatitföreläsning, där Professor QUENSEL demonstrerade dess litium-, mangan-, rubidium-, cer- och fosfatmineral, varefter exkursionen avslutades med ett besök på Rönnskär, där Bolidenbolagets anriknings- och smältverksanläggningar besågs under ledning av bergsingenjör S. MÖRTSELL.

B 2. Fjäll-exkursionen den 1—13 aug. (fig. 4) leddes av Statsgeologen B. ASKLUND och påbörjades måndagen den 1 augusti med 3 dagars studier över Storsjöområdets kambrosilurbildningar. Inledningsvis besågs den autoktona kambrosiluren i Brunflo- och Lockneområdena, bägge belägna invid den norrländska urbergsbälens markerade västra kustgräns och med strandbildningar från olika kambrisk-ordoviciska skeden. Därefter följde studier över den i överskjutningstektoniken indragna mera fullständiga lagerföljden av västligare ursprung, redan vid Storsjön vilande på senprekambriska kvarsitlager (Sunnekvartsit) eller överskjuten på växlande led av den autoktona lagerföljden. Inom sydligaste delen av exkursionsområdet besågs den stora Vemdalskvartsitskollans markerade överskjutningsgräns vid Tossåsen och Hallen (Åsarnas socken).

Efter en avstickare till det klassiska överskjutningsfältet kring Åreskutan, där den stora Seveskollan vilar på alloktona kambrosilurlager med mäktiga siluriska inslag och underliggande allmer klastiska ordoviciska skiffer- och grävackebildningar, ägnades exkursionen åt Offerdalstrakten med omgivning. Vid Ytterolden sågs den klastiska,



KULLING foto.

Fig. 4. Fjällexkursionen mellan Ytterolden och Fisklösaan. Från vänster: STRAND, HANSEN, STÖRMER, HEDE, ASKLUND, HAUSEN, SANDELL.

alloktona kambrosilurlagerföljden i primär kontakt med Oldengranitens fönster av alloktont grundberg från västligare delar av det prekaledoniska kambrosilurhavet. Liknande kontaktförhållanden återkomma inom västra delarna av Hotagen, där den märkliga gråvackeskiFFerserien överlagras av mäktiga grovklastiska bildningar. Dylika besågos även vid Rönnöfors, där Offerdalsskollan med östlig stupning täcker mäktiga alloktona serier av sedimenten. Utmed Offerdalsskollans östra rand studerades dess diskordanta uppträdande mot skilda siluriska lager och i det viktiga området kring Rörvattnet och Hotagen ägnades Offerdalsskollans undre av igenkännbara granitmyloniter och »ögonskiffrar» bestående partier en mera ingående granskning.

Vidare överferos de tidigare föga studerade områdena av allokton kambrosilur i Föllinge lappmark, där några fossillokaler i de mäktiga mellanordoviciska gråvackebildningarna uppsöktes. Nära Hafsnäs vid Flåsjön nåddes första kontakten med den nordliga överskjutningskollan av Strömskvartsit. Den nordliga autoktona kambrosiluren och dess underlag av autoktona senprekambriska kvartsiter besågs vid Harrsjön vid den bekanta »klöverdjurs»-fyndorten med dess förmenta kalkstenshorisont i sparagmitlager. Vid Storån nära Strömsvattudal studerades den senprekambriska kvartsitformationen med dess

röda och grå skifferhorisonter och bottenbildningar mot det här uppträdande urbergsfönstret. En snabbexkursion utmed Ströms vattudal övertvårade detta och överliggande granitmylonitiska samt nådde vid Bågede fram till den nordskandinaviska Seveskollan.

Exkursionen avslutades med upptagande av Tåsödalsprofilen i Ångermanland. I bäckraviner på Tåsjöberget besågs den autoktona kambriska lagerföljden med överliggande alloktona kambriska skollpartier, överlagrade av Strömskvartsitskollan. Därefter studerades den viktiga Sjougdälvsprofilen med autoktont kambrium vilande på kvartarsit-sparagmitformationerna samt kvartarsit-sparagmitformationernas mellanlagrande tillitliknande bildningar. Återfärden till Östersund anträdde därefter per buss.

B 3. K v a r t ä r g e o l o g i s k a e x k u r s i o n e n d e n 1—11 aug. leddes av Professor LENNART VON POST som färdledare med särskilda geologiska exkursionsledare för en del av områdena.

Till följd av ERIK GRANLUNDS bortgång kunde mötets kvartärgeologiska exkursion icke genomföras efter det ursprungligen tänkta programmet. I denna situation anmodades Prof. VON POST att utarbeta förslag till nytt sådant. Härefter bibehölls demonstrationen av de nya resultaterna av Sveriges Geologiska Undersöknings karteringsarbeten i Bergslagen, medan Norrlandsfärden måste utbytas mot en rundtur till kvartärgeologiskt aktuella delar av Sydsverige. Exkursionen gjordes hela vägen i abonnerad turistbuss. Arrangemangen för resa, kvarter och måltider hade på ett mönstergillt sätt skötts av Svenska Turistföreningen; och som »resemarschalk» fungerade till enstämmig belåtenhet fil. mag. MAJ-BRITT FJÆSTAD-FLOREN.

Första, andra och — delvis — tredje exkursionsdagen ägnades åt att taga del av de kombinerat kvartärgeologisk-arkeologiska undersökningar, som fil. lic. STEN FLORIN under de senare åren utfört över »stenålderslandskapet Södermanland». Vid stenåldersboplatserna Moäng, Dammstugan, Mogetorp och Vrå demonstrerade FLORIN kulturlagens beskaffenhet och stratigrafi, deras relation till lokalernas baltiska strandnivåer samt de avsnitt av nivåförändringsförloppet, vilka han i detalj utrett i anslutning till boplotsundersökningarna.

Under tredje dagen för exkursionen från sitt dittillsvarande huvudkvarter, Katrineholm, till Smedjebacken. Vägen togs över Kungsör, Köping och Kolbäck samt därefter norrut längs Kolbäcksåsen. Under färden studerades åsarna, »stengärdet» vid Kungsör, resterna av »sandåsen vid Köping» med kungshögen Ströbohög, årsmoränlandskapet och fornskärgården på västra Mälarslätten samt övergången mellan slättlandet och Norrlandsterrängen.

Den 4 och 5 aug. leddes exkursionen av statsgeologen GÖSTA LUNDQVIST. Inom sin nu fullbordade kartbladskvartett från norra Västmanland och södra Dalarna — bladen Malingsbo, Grängesberg, Nya Kopparberget och Smedjebacken — gav LUNDQVIST en lagom, ingående och även för de svenska exkursionsdeltagarna utomordentligt givande presentation av huvudmomenten i de lösa jordlagrens geologi i denna trakt: moränens typväxling, isavsmältningens vertikala och horisontala förlopp, de isdämda sjöarna och deras sedimentbäddar, avloppsvägar och tappningsdeltan m. m.

Sjätte dagen var en resdag med Kristinehamn som mål. Tiden tillät inga mera ingående studier, men ett besök gjordes vid den av GRANLUND beskrivna Hammarmossen med dess paradoxala gölsystem, varjämte docenten HÖRNER på de delar av Brattforsheden, som lågo inom räckhåll, demonstrerade flygmo, dyner, sedimenttopografi och ravinsystem.

Söndagen den 7 aug. upptog programmet bl. a. studier av strandlinjesystemen på ömse sidor av vattendelaren mellan Östersjön och Västerhavet i trakten av Degerfors. Men på grund av mankemang med bussen medhans endast MG-lokalen vid Lekhyttan, varefter ett par av Svea älvs fallrännor genomvandrades, även detta efter avkortat program.

Följande dag gick färden från Kristinehamn till Göteborg. Vänerleran på södra Värmlands slättland, en åsgropsskärning på Sörmon väster om Karlstad, skredprofilen vid Älvängens tegelbruk invid Säffle, den finiglaciala randmoränen vid Mellerud, ett par av de stora jordskreden vid Göta älv mellan Trollhättan och Lilla Edet samt växellagringen mellan morän och smältvattensgrus på »myskoxelokalen» vid Nol besågos i förbifarten.

Den nionde dagen ägnades förmiddagen åt de polygena strandbildningarna och de mesolitiska boplatserna vid Sandarna i Göteborg. I nyupptagna skärningar gav Dr ALIN en detaljerad demonstration av lagerföljd och utvecklingsförlopp. Bl. a. hade ALIN låtit blottlägga den lertäckta och förut endast genom borrhningar konstaterade strandbrinken från regressionsfasen närmast före den postglaciala huvudtransgressionen. På eftermiddagen gick färden vidare till Borås, varunder bl. a. Fjärås bräcka studerades. Även denna dag förtog sig bussen i backarna, varför programmet måste starkt beskäras.

Under färdens båda sista dagar — den 10 och 11 aug. — gavs en översikt av förhållandena i den senkvartära Viskafjorden från dess MG-delta vid Kinnarumma till fornskärgården utanför den forntida fjordmynningen vid Veddige. I anslutning härtill demonstrerade Amanuens WENNER sin specialundersökning av den postglacialrecenta Viskafårans strömterrasser samt Viskans deltan i Veselängen. På



G. LUNDQVIST foto.

Fig. 5. Kvartergeologiska exkursionen i skärningen vid Sandarna. Från vänster, stående: BERGSTEN, MILTHERS, ERIK NILSSON, fru FLORIN, ASKELSSON, en arbetare, M. LUNDQVIST, HJULSTRÖM, FLORIN, v. POST, ISACHSEN och ALIN; sittande: HÖRNER och WENNER; framåtlutad: IVERSEN.

kvällen den 10 aug. lämnade Prof. VON POST en sammanfattande redogörelse för förutsättningarna, frågeställningen och de hittills vunna resultaten vid Stockholms Högskolas Geologiska Instituts Viskaundersökning.

Exkursionen avslutades i Varberg med en middag i »Societetshuset». Några av deltagarna stannade dock ytterligare en vecka för att såsom Viskaundersökningens gäster delta i dess pågående arbeten av skilda slag.

Exkursionen mottogs på åtskilliga av de orter, som besöktes, med den mest älskvärda gästfrihet. Särskilt stanna deltagarna i tacksamhet till Katrineholms stad, överläkare KARL ELLWYN i Katrineholm, Strömnäs Jernverks Aktiebolag, Degerfors, samt Borås stad.

III. Nordiska Geologmötet 1938.

Deltagare.

Land	Namn	Titel	Exkursion =						
			A I	A II	A III	B I	B II	B III	
Danmark	Andersen, S. A.	Dr. phil.			1			1	
	Hansen, Kaj	Dr. phil.	1				1		
	Iversen, Johannes	Dr. phil., Avd. geolog						1	
	Madsen, Victor	Dr. phil., Direktör	1		1				
	Mertz, Ellen Louise	Geotekniker			1			1	
	Milthers, Keld	Mag. scient.			1			1	
	Noe-Nygaard, Arne	Dr. phil.		1		1			
Finland	Ödum, Hilmar	Dr. phil., Direktör	1					1	
	Aurola, Erkki	Fil. mag.					1		
	Borgström, Leon. H.	Professor					1		
	Eskola, Mandi	Fil. mag., Fru		1		1			
	Eskola, Pentti	Professor		1		1			
	Haapala, Pavo	Fil. dr				1			
	Hausen, Hans	Professor					1		
	Hietanen, Anna	Fil. mag.		1		1			
	Kahma, Aarno	Studerande		1		1			
	Kilpi, Sampo	Fil. dr						1	
	Laitakari, Aarne	Professor		1		1			
	Lupander, Kurt	Fil. mag.		1		1			
	Mikkola, Erkki	Fil. dr			1	1			
	Rankama, Kalervo	Fil. kand.				1			
	Sauramo, Matti	Professor						1	
Island	Sahama, Th. G.	Fil. kand.				1			
	Simonen, Ahti	Studerande		1		1			
	Väyrynen, Keikki	Fil. dr, Statsgeolog		1		1			
	Wahl, Walter	Professor		1		1			
	Norge	Askelsson, J.	Adjunkt						1
		Barth, Tom	Professor		1		1		
		Bugge, Arne	Dr. phil., Statsgeolog		1		1		
		Bugge, Carl	Dr. phil., Direktör		1		1		
		Broch, Olaf Anton	Statsgeolog		1		1		
		Faegri, Knut	Dr. phil.						1
Foslie, Steinar		Statsgeolog				1			
Holmsen, Gunnar		Dr. phil., Statsgeolog						1	
Isachsen, Fridtjov		Docent			1			1	
Kolderup, Niels Henr.		Dr. phil.		1		1			
Rosendahl, Halvor		Konservator			1			1	
Störmer, Leif		Docent					1		
Strand, Trygve		Dr. phil., Statsgeolog					1		
Sverige	Vogt, Thorolf	Professor		1		1			
	Ahlanzberg, E.	Gruvkartograf	1						
	Ahlstrand, M.	Ingenjör	1						
	Alin, Johan	Fil. dr						1	
	Ambolt, Nils	Docent	1						
	Asklund, Bror	Fil. dr, Statsgeolog		1				1	
	Atterberg, Rut	Fru			1				
	Bergsten, Karl Erik	Fil. lic.						1	
	Caldenius, Carl	Docent			1			1	
	Caldenius, Selma E.	Fru			1			1	
	Claesson, G.	Ingenjör	1						
	De Geer, Ebba	Professorska				1			
	De Geer, Gerard	Professor				1			

Land	Namn	Titel	Exkursion =					
			A I	A II	A III	B I	B II	B III
	Eklund, Josef	Geolog	1					
	Erdtman, Gunborg	Fru	1					
	Erdtman, G.	Lektor	1					
	von Eckermann, Harry	Docent		1		1		
	Elvius, Sven	Lektor			1			1
	Fjästad-Florin, M. B.	Fru, Fil. mag.						1
	Florin, Sten	Fil. lic.						1
	Gavelin, Axel	Överdirektör					1	
	Gavelin, Sven	Fil. lic.					1	
	Gabrielsson, Olof	Amanuens		1		1		
	Geijer, Per	Professor	1			1		
	Grip, E.	Fil. lic.					1	
	Hadding, Assar	Professor		1		1		
	Hagerman, Tor	Fil. dr	1					
	Hede, J. Ernhold	Docent	1				1	
	Hjelmqvist, Sven	Docent		1		1		
	Hjulström, Filip	Docent			1			1
	Hagg, Richard	Fil. lic., Museiassistent	1					
	Högbom, Alvar	Fil. dr, Statsgeolog				1		
	Hörner, N. G.	Docent						1
	Jansson, S. E.	Ingenjör	1					
	Johansson, Bertil	Geolog	1					
	Klementsson, A.	Fil. stud.	1					
	Krokström, Torsten	Docent		1		1		
	Kulling, Oskar	Docent					1	
	Larsson, E. A.	Läroverksadjunkt	1					
	Lindman, Sigurd	Direktör, Fil. kand.			1			
	Lundqvist, G.	Fil. dr, Statsgeolog						1
	Lundqvist, Magnus	Kartredaktör			1			1
	Magnusson, Nils H.	Docent		1		1		
	Moberg, Carl Axel	e. o. Amanuens						1
	Mohrén, Erik	Fil. lic.	1					1
	Nilsson, Erik	Fil. dr			1			1
	Nilsson, Seth	e. o. Amanuens		1		1		
	Norin, Erik	Docent	1			1		
	Norin, Rolf	Docent	1					
	von Post, L.	Professor						1
	Quensel, Percy	Professor				1		
	Regnell, Gerhard	Amanuens		1		1		
	Sahlbom, Naima	Fil. dr			1			
	Sahlström, K. E.	Fil. dr, Sekreterare						1
	Sandegren, R.	Fil. dr, Statsgeolog			1			1
	Sandell, Arne	Fil. lic.					1	
	Stenberg, Karl	Ingenjör				1		
	Sundius, Nils	Fil. dr, Statsgeolog		1		1		
	Svensson-Fredriksson, Vilhelm	Svarvare		1				
	Tjernvik, Torsten	Kemigraf	1					
	Troedsson, Gustaf	Docent	1					
	Wenner, Carl-Gösta	Fil. kand.						1
	Wickman, Frans	Fil. kand.		1		1		
	Ygberg, Erik R.	Fil. kand.		1				
	Ödman, O.	Fil. lic.				1		
Holland	Brouwer, H. A.	Professor					1	
Tyskland	Lehmann, E.	Professor		1		1		
Sydafrika	Dunne, J. C.	Geolog		1		1		

S:a 107 deltagare, varav i de olika exkursinnerna 22 33 18 45 8 30

Mötet den 3 november 1938.

Närvarande 48 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, meddelade, att Föreningens ledamöter rektor TH. ROCÉN, Motala, och professor G. GÜRICH, Hamburg, avlidit.

Till nya medlemmar av Föreningen hade styrelsen invänt prof. E. LEHMANN, Giessen, föreslagen av hr SUNDIUS; ingenjör BERTIL ISRAELSSON, Laver, föreslagen av hrr ÖDMAN och GRIP; docent KAARE MÜNSTER STRÖM, Oslo, föreslagen av hr G. LUNDQVIST; samt fil. stud. CARL M:SON MANNERFELT, Stockholm, föreslagen av hr SAHLSTRÖM.

Hr ÖDMAN höll ett av ljusbilder, kartor och bergartsprov illustrerat föredrag om: Nya rön beträffande Vakkoformationen och Linagraniten.

Föredraganden gav en geologisk skildring av vissa områden i Övre Norrbotten, som under den gångna sommaren varit föremål för en översiktlig kartering och rekognoscering. Då en mera utförlig geologisk-petrografisk beskrivning är under utarbetande för publicering, komma här blott huvuddragen av det i föredraget framlagda materialet att givas.

Övre Soppero-Rautusakara (N delen av Jukkasjärvi socken): Detta område har översiktskarterats, varav framgått, att Vakkoformationens bergarter i ett ca. 15 km brett område uppta områdets mellersta del. Formationen uppbygges av kvartsitiska sandstenar, fyllitiska skiffrar i mindre mängd samt konglomerat, vilka överlagras av grönstenar, dels effusiva men dels även intrusiva. Inom S delen av området ha sedimenten med ett basalkonglomerat befunnits vila på en äldre berggrund av diorit, möjligen bestående även av effusiva grönstenar. I övrigt är kontakten maskerad genom förkastningar och även förgnejsning. Sedimenten äro i regel kvartsitiska sandstenar, vilka ofta äro metamorfoserade, men i vilka ännu på flera håll klastiska strukturer i form av konglomerat och skiktning kunna iakttagas. Grönstenarna, vilka följa direkt på sedimenten, äro likaså i viss mån metamorfoserade. Man kan dock ibland dem urskilja säkert effusiva typer. De intrusiva grönstenarna uppträda i uthålliga och ofta mäk-

tiga lagerintrusioner i såväl sediment som ytgrönstenar. De s. k. leukodiabaserna bilda en särskild, mycket karakteristisk grupp bland de intrusiva grönstenarna; de ha redan tidigare omnämnts från Norrbotten¹ samt från Ö Fennoskandia.

Hela formationen stryker relativt enhetligt i N eller NNO samt stupar i allmänhet brant Ö eller lodrätt. Även västliga stupningar förekomma emellertid. Den upprepade monoklinala lagerföljden är särskilt i N delen av området karakteristisk och är förmodligen uppkommen genom upprepade taktegelformade överskjutningar.

I V och N anstå större områden med gnejser av olika sammansättning. De utgöra förgnejsade led av Vakkoformationen, vilket vid flera tillfällen har kunnat konstateras.

I SV, NO och O uppträder granit, vilken i samtliga fall visat sig vara typisk Lina-granit, intrusiv i Vakkoformationens bergarter.

På några ställen anstår gabbro. I lågfjället Taavonunnanen, i SV delen av området, finnes sålunda en frisk olivingabbro, i vilken typisk Vakkosandsten påträffats som brottstycke.

I områdets centrala del, i Maattavaara, finnes dessutom ett mindre massiv med syenit, vilken av fältobservationerna att döma är intrusiv i såväl Vakkoformationens sediment som dess grönstenar.

Hippainen-området: Kring lågfjället Hippainen i N delen av Gällivare socken anstår en serie med sediment, tillhörande Vakkoformationen.²

I Ö finner man en porfyrisk syenitleptit, vilken i V överlagras av konglomerat (med bollar av porfyr-leptitformationens bergarter m. fl.), kvartsitiska skiffrar samt kvartsiter. Sedimenten stryka i N—S och stupa brant mot V. Kvartsiten genomslås på ett ställe av en pegmatitgång, säkerligen emanerande från Lina-graniten i V.

N om Hippainen anstår vid Naustonkoski i Kalix älv en serie med konglomeratartade och skiktade bergarter, vilka i viss mån påminna om verkliga sediment och kunde tänkas vara jämförbara med Hippainen-serien. Deras verkliga karaktär av sediment är dock ej fastställd och möjligheten att bergarterna ha ett vulkaniskt ursprung och äro att räkna till porfyr-leptitformationen kan ej alldeles utslutas.

¹ GEIJER, P. A., Vakköjärvidiskordansens stratigrafiska ställning. G. F. F. Bd. 49, s. 492, 1927.

² GEIJER, P. A., Berggrunden inom malmtrakten Kiruna—Gällivare—Pajala, S. G. U., Ser. C, Nr. 366, s. 21 och 116, 1931.

Leipovaara-området: Kring Leipovaara, ca. 20 km Ö om Gällivare, uppträda sediment (jämte även andra bergarter) i ett större område. Metamorfosgraden är hög, men ännu kunna tydligt klastiska drag som skiktning och konglomerat iakttagas. Konglomeratet är grovt och för bollar av granit, granodiorit, kvartsdiorit, kvartsit m. m. Det uppträder jämte även finare sediment i ovedersärliga brottstycken i Lina-granit.

Även i Kilvokielenen, Ö om Leipovaara, förefinnes en mäktig serie med konglomerat och finare sediment. De äro intruderade av porfyrit och granit av Lina-typ.

Vid Lina älv, NNO om Leipovaara, anstår en serie bergarter, ävenledes uppbyggd av konglomerat med porfyrbollar samt kvartsitiska sediment.

Leipovaara-områdets bergarter äro med säkerhet att räkna till Vakkoformationen och uppvisa dessutom likheter med vissa av Nautanenområdets kvartsiter och leptiter.

Saittajärvi-området: Kring Saittajärvi by i Tarendö socken ned mot Kalix älv anstår en serie med sediment och grönstenar, vilka äro att hänföra till Vakkoformationen. Sedimenten bestå av kvartsiter, glimmerskifferartade bergarter, grafitförande svart skiffer samt konglomerat. Det senare, vilket är blottat i Tiankikoski i Kalix älv, innehåller grova bollar av gabbro, syenit, granitiska bergarter, amfibolit, kvartsit m. m. Hela formationen intruderar och migmatitiseras av Lina-granit.

Grönstenarna äro delvis effusiva och åtföljas av tuffer. Sedimenten stryka i NNV och stupa i regel brant mot O, varför grönstenarna (lik som i Jukkasjärvi, se ovan) synas vara yngre och ligga ovanpå. Formationen stryker fram emot Masugnsbyn, där kvartsiten finnes anständig.

Sammantag: Vakkoformationen synes ha en stor utbredning i Övre Norrbotten och dominerar inom vissa delar bland suprakrustalbergarterna. Särskild betydelse synes den zon med Vakkolokaler¹ ha, som börjar redan på finska sidan och NV om Karesuando stryker över gränsen och sedan fortsätter förbi Övre Soppero samt genom Jukkasjärvi och Gällivare socknar ned till Leipovaara, enär Ö om densamma åtminstone i stort sett (med undantag för Svappavaara och möjligen även Käymjärvi) porfyr-leptitformationens bergarter saknas. V om zonen uppträda Vakkoformationens bergarter i allmänhet som ofta taktegelformigt överskjutna ribbor. Sedi-

¹ GEIJER, P. A., Berggrunden inom malmtrakten Kiruna—Gällivare—Pajala. S. G. U., Ser. C, Nr. 366, s. 21, 1931.

menten äro dessutom i stort sett grundvattensbildningar och torde därigenom vara att räkna till geosynklinalens randområden. Ö om nämnda zon återigen domineras berggrunden av granitmassiv åtföljda av migmatiterrängar samt områden med bevarade suprakrustalbergarter. Sedimenten äro i genomsnitt finare än i V och detta förhållande, i samband med den intensiva migmatitiserings och granitiserings, tyder på att geosynklinalens djupare zoner varit belägna i Ö, och att här en djupt ingripande veckning ägt rum (förekomsten av grövre sediment tyder dock på växlande sedimentationsförhållandena).

En jämförelse med N och Ö Finland visar i såväl litologiskt som tektoniskt avseende stora överensstämmelser, och Vakkoformationen synes till tiden motsvara och vara att jämställa med den Karelidiska cykeln i Ö Fennoskandia.

Vad till slut Lina-granitens åldersställning beträffar har den nu vid ett flertal tillfällen befunnits vara intrusiv i Vakkoformationen och även kraftigt migmatitiserad denna, varför GEIJERS redan tidigare uttalade åsikt om dess yngre ålder blivit till fullo bestyrkt. Undersökningen har dessutom visat, att även gabbro och syenit äro att intränga i Lina-granitens intrusivsvit. Härigenom rullas flera vidlyftiga och svåra problem upp, vilka för sin lösning tarva ytterligare, mera omfattande fältarbeten.

Hr GRIP höll ett av ljusbilder och stuffer belyst föredrag om: P i t e - k o n g l o m e r a t e t o c h d e s s å l d e r s s t ä l l n i n g. En uppsats i ämnet kommer att inflyta i ett senare häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av de båda föredragen yttrade sig hrr A. HÖGBOM, A. GAVELIN, GEIJER, T. DU RIETZ och HOLMQUIST samt f ö r e d r a g a n d e n a.

Hr HÖGBOM, som varit i tillfälle att tillsammans med de båda föredrags-hållarna besöka Piteåområdet, anförde att han var fullt ense med hr GRIP om att där verkligen föreligger en distinkt yngre sedimentformation med konglomerat innehållande bl. a. stora och talrika bollar av en grovporfyrisk granit av Revsundstyp samt även av bergartstyper, som ingå i traktens migmatitområden. Här föreligger sålunda en ekvivalent till Vargfors- och Vakkoformationerna och det av GRIP undersökta området utgör en förbindelse-länk mellan de två formationernas utbredningsområden. I konglomeratet ingår även en hel del suprakrustalt material, däribland även »svarta skiffrar», representerande en äldre eller enl. talarens terminologi, den äldre suprakrustalformationen. Nu aktualiseras återigen frågan om »Kalixformationens» eller rättare Kalixseriens ålder. Denna har tidigare diskuterats såsom varande kalevisk eller jatulisk, men tal. har velat göra den till äldre, alltså bottnisk, en åsikt som professor HAUSEN efter ett par exkursioner i området anslutit sig till. Kalixserien, som utgöres av svarta, ofta vackert finskiktade, sedimentära skiffrar med bankar av dolomit eller kalksten samt

av kvartsit och av effusiva grönstenar, visar ute i skärgården en förhållandevis låg metamorfosgrad, under det att den av GRIP nu skildrade Piteåserien eller -formationen är ganska kraftigt metamorfoserad. Här är ett exempel på faran att bygga åldersindelningar enbart på graden av metamorfos. Emellertid visa sig Kalixseriens skiffrar mot NO, t. ex. i Sangistrakten, övergå i fylliter eller »Knotenschiefer» på grund av kontakt mot gnejsgranit och i Luleå skärgård möter »fläckskiffer»-utbildning intill en gabbro, som av allt att döma hör samman med den röda porfyrisk graniten NO om Luleå, vilken av tidigare geologer betecknats såsom Örebrogranit, men som närmast är att jämföra med Revsundsgranit. I varje fall synas mig de i denna Kalixserie uppträdande gångarna icke vara jämförbara med Sorsele- eller Linagranitseriernas bergarter.

Den starka metamorfos, som karakteriserar åtminstone det område GRIP hittills undersökt, gör att det är svårt att fastställa Piteåformationens undre gräns och därmed relationerna till Kalixserien.

Såsom GRIP framhållit genomslås denna yngre formation av graniter, vilka sålunda i åldershänseende skulle bli motsvarigheter till Sorsele- resp. Linagranitserierna. Beträffande dessa två gruppers inbördes förhållande har nu ÖDMAN och även GRIP ytterligare visat, att Linagraniten, såsom GEIJER framhållit, är en migmatitiserande granit och sålunda väl närmast bör betecknas såsom orogen. Sorselegraniterna, som i många former uppvisa stora petrografiska likheter med de till Linagruppen hänfödda graniterna äro däremot, åtminstone vad huvudmassan beträffar, av post-orogen natur.

Resultaten av de båda föredragshållarnas senaste undersökningar visa, vilket talaren även genom en exkursion i höst ytterligare fått styrkt, att det ännu relativt föga karterade området Övertorneå—Gällivare—Luleå—Haparanda jämte dess randområden inklusive skärgårdsområdet borde snarast karteras. Då kommer nog den »diskordans» att försvinna, som nu på de senaste utkomna Sverige-, Norden- och Fennoskandiakartorna »markerar» sydgränsen på GEIJERS Kiruna—Gällivare—Pajalakarta.

Hr A. GAVELIN uttryckte sin glädje över att hr GRIP till närmare undersökning upptagit Piteå-området som utan tvivel vore ett av Norra Sveriges intressantaste urbergsområden.

Sommaren 1926 hade tal. under några dagars exkursion i trakten kring samt öster ut från Piteå haft tillfälle att studera de av föredr. skildrade bergarterna och hade då erhållit en uppfattning som åtskilligt avvek ifrån den nu av föredr. framställda. Det hade visserligen först slagit tal., att det vackra, av amfibolitgångar och sist pegmatit genomslagna polymikta konglomeratet på Degerberget OSO om Piteå stad hade ett »ungt» utseende, liksom han funnit det något anmärkningsvärt, att bland bollarna ingick så pass mycket kvartsit av liknande utseende som den på holmar och öar i NO anstående. Då emellertid konglomeratet syntes uppträda i så nära förband med sagda kvartsit, att det föreföll honom icke kunna stratigrafiskt lösgöras därifrån, hade även han, liksom nu föredraganden, ansett konglomeratet tillhöra samma formation som kvartsiten. Och då nu kvartsiten var starkt metamorfoserad av en gnejsgranit av vanlig urgranittyp, genomslagen av likaledes ytterst starkt metamorfoserade amfibolitgångar, medan en yngsta pegmatit och en röd granit skarpt genomslatte det hela, hade han

dragit den slutsatsen, att ej blott kvartsiten utan sannolikt också konglomeratet vore ett mycket gammalt sediment, äldre än traktens urgraniter. Föredragandens ytterst viktiga upptäckt längre norrut av ett konglomerat med bl. a. bollar av Revsundsgranit påkallade nu tydligen en grundlig omprövning av hela traktens konglomerat- och kvartsitbildningar. Talaren kunde dock ej underlåta att framhålla sin mycket stora betänksamhet mot att tolka den gråa gnejsgraniten som en differentiationsfacies av den yngsta genomsättande graniten, vilken nu skulle bli av Lina-Sorsele-granit-ålder; han menade att det i så fall svårligen kunde undvikas, att stora delar av de nu som urgranit karterade områdena också bleve av Lina-Sorsele-ålder, vilket uppenbarligen hotade att leda i en återvändsgränd. Han ville se en ytterst detaljerad utredning av hela traktens geologi, innan han kunde acceptera en sådan konsekvens.

Beträffande Kalix-Luleå-formationerna hade även talaren ursprungligen, på petrografiska grunder, velat jämställa de minst metamorfa delarna därav med de unga jatulbildningarna i Norra Finland. Upprepade exkursioner i dessa trakter hade emellertid bibragt honom den uppfattningen, att dessa väl bibehållna bergarter icke kunna skiljas ifrån, utan fastmera genom tilltagande metamorfosgrader övergå i bergarter som visa sig äldre än graniterna mellan Kalix och Luleå. Konsekvensen av en Jatul-ålder för Kalix-Luleå-formationen skulle då bli att även sistnämnda graniter geologiskt måste föras samman med Linagraniterna. Talaren trodde icke, att det föreliggande, ännu ofullständiga, undersökningsmaterialet berättigade till denna i många hänseenden så revolutionerande slutsats.

Hr GEIJER, som huvudsakligen berörde hr ÖDMANS föredrag, fann det glädjande, att detsamma visat hurusom vissa omdiskuterade åldersfrågor nu kunde anses definitivt lösta. Av de ytterligare, mera vittgående konsekvenser och de nya problemställningar, som framgingo av föredragandens resultat, ville tal. särskilt framhålla en sak, som synes absolut fastslagen, nämligen förefintligheten av en delvis effusiv grönstensformation, som tillhör Vakkoformationen och bildar en etage ovanpå sandstenen. Trots de svårigheter, som städse möta vid försök att parallellisera grönstensformationer, ansåg tal. det på grund av bergarternas ytterst karakteristiska utbildning ofrånkomligt att till denna etage även hänföra grönstenar i Vakköjärviszonen (Yli Maitanen, etc.) och en del av Kovozone, vilka tal. förut ansett tillhöra en äldre komplex (Kirunagrönstenarna)¹. Härav följde emellertid konsekvenser, för närvarande svåröverskådliga, beträffande den stratigrafiska tolkningen av urberget omkring Torne Träsk's östra ände. Vad gällde frågan, i vilken utsträckning de sedimentära leptiterna i östra Jukkasjärvi, Pajala, etc., kunna vara att hänföra till Vakkoformationen, ansåg tal. det möjligt att erhålla observationer som klarlade, huruvida han haft rätt i sin uppfattning,² att pertitgraniten, som är yngre än de ifrågakvarande sedimenten, ingår i Vakkoformationens underlag.

Hr T. DU RIETZ meddelade, att han innevarande höst under en kort tid undersökt berggrunden öster och sydost om Nederkalix och därvid haft tillfälle se den s. k. Kalix-seriens sedimentära bergarter och deras förhållande till traktens eruptivbergarter, särskilt kring Båtskärsnäs.

¹ G. F. F. 49: 483.

² S. G. U., ser. C, no. 366.

På öarna utanför är skifferserien ganska ometamorf. Det är huvudsakligen pelitiska skiffrar (ibland hornfelsutbildade) med mindre inlagringar av kalksten, vilken ibland kan vara dolomitisk eller märglig. Ren kvartsitisk fas var ej här företrädd. Skifferserien är genomsett av finkorniga gabbrodiabaser och dem genomsättande granitporfyrgångar, samt en serie lagergångar av mörka kvartsporfyryr, påminnande om Arvidsjaurporfyreerna.

På Båtskärsnähälön breccieras skiffrarna kraftigt av gråröda graniter, som ofta likna Revsundsgraniterna. I norra delen av halvön börja grå graniter eller kvartsdioriter, ibland ändå mera basiska bergarter, ta överhand. Dessa visa sig ävenledes vara intrusiva gentemot lerskiffrarna, här något glimrigt utbildade, och ha ofta brottstycken av dem. Kvartsdioriterna bli då ofta rika på mörka fläckar och påminna petrografiskt om Roslagens massformiga gnejsgraniter. De äro dock blott helt lokalt gnejsigt utbildade. På ett par ställen syntes konforma övergångar mellan de grå och de gråröda graniterna.

Skifferserien visade en successiv stegring av metamorfosgraden mot norr och kunde norrut delvis få ett fullt palingent utseende.

Ett jämförande studium av Geologiska Undersökningens stufmaterial utvisade, att skifferserien i trakterna närmast väster om Båtskärsnäs hade samma petrografiska typ och bör vara samma sedimentserie, varpå även skifferseriens strykningar tyda.

Då traktens intrusivbergarter till utseendet göra intryck av att vara av annan och äldre typ än Sorsele-Linagranitseriens bergarter, uttryckte talaren en förmodan, att Kalix-seriens skifferbergarter sannolikt äro äldre än Vako- eller Vargforsformationen.

Vid mötet utdelades N:o 414 av Förhandlingarna.

Vid samkvämet å Studentkårens restaurang efter mötet visade hr VON ECKERMANN en av honom upptagen färgfilm från Nordiska geologmötets urbergsexkursioner.

Mötet den 1 december 1938.

Närvarande 25 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, meddelade, att styrelsen till ledamöter i Föreningen invalt amanuensen, fil. kand. IVAR JOHANSSON, Uppsala, föreslagen av hrr HÖRNER och COLLINI, samt bergsingenjören NILS CRONEBORG, Herräng, och assistenten vid Sveriges geologiska undersökning CARL LARSSON, Stockholm, föreslagna av hr N. MAGNUSSON.

I överensstämmelse med Föreningens stadgar företogos val av funktionärer för år 1939, varvid utsågos:

till ordförande hr K. SUNDBERG,

till sekreterare hr G. TROEDSSON,

till skattmästare hr K. E. SAHLSTRÖM,

till övriga styrelseledamöter hrr R. SANDEGREN och H. VON ECKERMANN.

Till revisorer för 1938 års förvaltning valdes hrr O. KULLING och E. YGBERG med hr O. GABRIELSSON som suppleant.

Januarimötet utsattes till torsdagen den 12 januari.

Hr R. SANDEGREN höll ett av kartor, diagram och ljusbilder illustrerat föredrag om: Nedre Klarälvsdalens postglaciala utvecklingshistoria.

Undersökningen, som omfattar älvsträckan mellan Ransäter och älvens mynning i Väneren, har till största delen utförts i samband med den geologiska kartläggningen i skalan 1 : 50 000 av kartbladen Karlstad och Forshaga. Älvavlagringarna bilda ett sedimentplan, som småningom sänker sig mot söder och registrerar dalens successiva utfyllning med sediment och älvmyningens förflyttning söder ut, allteftersom stranden i södra Värmland tillfölje Vänerens utstjälpning försköts från 82.6 m vid Ransäter till nuvarande Väneryta 44.6 m ö. h. Genom geologisk kartläggning och avvägning av såväl högsta älvplanet som övergivna älvfåror och lägre terrasser av olika ålder samt pollenanalytisk undersökning av sediment- och torvlagerföljder hade föredr. utarbetat utvecklingshistoriska kartor, som åskådliggöra älvplanets utveckling inom nämnda sträcka i anslutning till L. VON POSTS framställning av Vänerens nivåförändringar och Svea-älvsområdets pollenanalytiska zoner.

Vid tiden för utbildandet av VG 2 torde älvmyningen ha befunnit sig i trakten av Munkfors, inemot 100 m ö. h. Vid tiden för utbildandet av VG 3 stod den c:a 2 km S om Övre Ulleruds kyrka, under äldre stenåldern i trakten av Deje och under yngre stenåldern i trakten av Forshaga. Gravasläkten är Klarälvens bronsåldersdelta. Älvmyningen stod vid tiden för utbildandet av VG 4 c:a 2 km N om Grava kyrka och vid bronsålderns slut i närheten av Skåre. Den del av älvplanet, som från det trånga passet nedanför Skåre utbreder sig mot S ned till nuvarande älvmyning, har utbyggts under järnåldern och historisk tid. Detaljundersökningar i trakten kring Övre Ulleruds kyrka giva vid handen, att älvens högvattenstånd inom detta område nådde c:a 3 m högre under subatlantisk än under subboreal tid. Nutidens naturliga högvattenstånd är lägre än den subatlantiska tidens. Klimathistoriskt erbjuder nedre Klarälvsdalens utveckling ett parallellfall till Indalsälvens inom Ragundaområdet.

En uppsats i ämnet är avsedd att publiceras i Sveriges Geologiska Undersöknings Årsbok.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr DE GEER.

Svenska Mineralogiska Sällskapet.

Mötet den 8 mars 1937.

Närvarande 24 personer.

Hr A. TISELIUS höll föredrag »Om rörliga gitterbeståndsdelar i zeolitkristaller».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr BENEDICKS, VON ECKERMANN och föredraganden.

Mötet den 2 november 1937.

Närvarande 35 personer.

Hr O. ÖDMAN höll föredrag om »Bolidenmalmerens paragenes».

En uppsats i ämnet är publicerad i G. F. F., Bd 60, 1938, sid. 121.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr GEIJER, HOLMQUIST, A. HÖGBOM, QUENSEL och föredraganden.

Mötet den 17 februari 1938.

Närvarande 30 personer.

Till ordförande för år 1938 valdes hr N. H. MAGNUSSON och till sekreterare hr S. GAVELIN.

Hr G. AMINOFF höll föredrag om »Kemisk omvandling i kristallytor, studerad med tillhjälp av elektronstrålar».

En uppsats i ämnet är publicerad i Kungl. Vetenskapsakademins Handlingar, Ser. 3, Bd 16, N:o 7.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr BACKLUND, GEIJER och föredraganden.

Mötet den 22 mars 1938.

Närvarande 19 personer.

Hr N. H. MAGNUSSON höll »Demonstration av mineral och bergarter från Ural».

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr BACKLUND, DU RIETZ, GEIJER, HOLMQUIST, QUENSEL och föredraganden.

Mötet den 24 november 1938.

Närvarande 21 personer.

Hr P. QUENSEL höll föredrag om »Polluciten från Varuträsk.»

En uppsats i ämnet publiceras i föreliggande häfte av G. F. F.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr AMINOFF, HOLMQUIST, MALMQUIST och föredraganden.

Hr P. QUENSEL föredrog vidare »Ett exempel på heterogenetisk polymorfi».

Med termen heterogenetisk polymorfi ville talaren angiva att olikheter hos kemiskt lika modifikationer av ett sekundärt mineral i vissa fall synes kunna bero på utgångsmaterialets olikartade kemiska sammansättning. Under det att i de flesta fall polymorfi inom mineralriket betingas av yttre påverkande faktorer och därmed sammanhängande förskjutningar i jämnviktsförhållandena med hänsyn till mineralens stabilitetsområden, eller ev. på variationer i lösningarnas sammansättning och koncentration, antyda omvandlingsprodukterna av triphylin och varulit i Varuträskpegmatiten och vissa i samband därmed stående oxidationsprocesser, att de primära mineralens kemiska särdrag förleder strukturella olikheter hos polymorfa mineral, vilka representera slutprodukter i en etappvis skeende omvandling. Omständigheterna äro därvidlag i korthet följande:

Mineralen triphylin och varulit äro underkastade en omvandlingsprocess i samband med oxidation enligt följande schema:¹

Triphylin	$\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$	Varulit	$\text{Na}_2^{1/2}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
Ferri-sicklerit	$(\text{Li}, \text{Mn})\text{FePO}_4$	Mangan-alluaudit	$(\text{Na}, \text{Mn})\text{FePO}_4$
Heterosit	$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$	Na-purpurit	$(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$

Slutprodukterna i oxidationsserien äro kemiskt identiska, om man bortser från att i heterositen mangan överväger i förhållande till järn, i Na-purpuriten är detta förhållande omkastat. Då emellertid Fe och Mn ha mycket nära samma ionstorlek och ersätta varandra i alla proportioner i serien triphylin—lithiophylit är detta förhållande utan betydelse för följande diskussionsmoment. Mineralen purpurit, $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$, som ej finnes representerat i Varuträsk och därför ej medtagits i schemat ovan, motsvarar beträffande förhållandet Mn—Fe Na-purpuriten och skulle kunna, om så behövdes, ersätta heterositen i diskussionen nedan.

I förhållande till utgångsmaterialet består omvandlingsprocessen, i den mån den hänför sig till slutstadierna, i en fullständig bortförrel av

¹ Jmfr G. F. F. 1937, s. 96.

respektive alkalier i samband med en fullständig upoxidation av såväl Fe som Mn från två- till trevärdig oxidationsgrad. Man skulle inför de fullt enahanda omvandlingsprocesserna och de kemiskt enhetliga slutprodukterna nu vänta överensstämmelse hos de senare även i andra hänseenden. Men beträffande gitterstrukturen visar sig detta ej vara förhållandet. BJÖRLING och WESTGREN¹ funno nämligen vid röntgenundersökning, att Na-purpurit har en helt avvikande struktur i förhållande till heterosit. Den förra har i sina pulverfotogram ett mycket stort antal linjer, antydande att Na-purpuritens struktur är betydligt mera komplicerad än heterositens. De båda författarna draga därav den slutsatsen att på grund av Na-atomens storlek, vid dess bortfallande i samband med manganets oxidation som slutstadium i oxidationsprocessen, strukturen i det intermediära oxidationsstadiet, i Varuträsk representerat av mineralet mangan-alluaudit, ej längre förmår hålla ihop utan hemfaller åt en långt gående omgruppering.

Det skulle i så fall vara de i storlek olika lithium- och natriumatomerna, som, ehuru helt borta i de slutliga omvandlingsprodukterna, i själva verket betinga dessas olika gitterstruktur. Detta skulle då vara ett exempel på vad talaren velat beteckna som heterogenetisk polymorfi.

Efter föredragen demonstrerade hr QUENSEL Mineralogiska Institutionens nyordnade samlingar av mineral och större paragenetiska stuffer från Varuträskpegmatiten.

¹ I. G. G. F. 1938, s. 72.

Geolognytt.

Fil. dr NILS P. AMBOLT har förordnats till docent i geodesi vid Lunds universitet.

1939 års geografdagarna komma att hållas i Jönköping den 10—12 juni på inbjudan av Mäster Gudmunds gille. På programmet står bl. a. Vätterns geologiska utvecklingshistoria, med överdirektör AXEL GAVELIN som exkursionsledare.

Genom överenskommelse mellan cheferna för Paleozoologiska avdelningen vid Riksmuseum, Stockholm, Paleontologisk Museum, Oslo, och British Museum, London, kommer en svensk-norsk-engelsk expedition med fossil-samling till huvudsyfte att avgå till Spetsbergen sommaren 1939. Kostnaderna beräknas till 60 000 kronor och skola delas lika mellan de tre institutionerna — liksom de blivande samlingarna. Antalet deltagare blir 3 à 4 från varje land. De svenska äro professor E. STENSTRÖM, fil. lic. E. JARVIK och fil. mag. G. WÄNGSJÖ. Dessutom ha hittills vidtalats doc. H. HEINZ, Oslo, dr E. WHITE, London, och dr J. A. MOY-THOMAS, Oxford. Arbetsfältet blir Nordspetsbergens downtonian och devon. I händelse av issvårigheter skola insamlingar göras i devon, perm och trias i trakten kring Isfjorden.

Docent A. HOEL, Oslo, har av Gesellschaft für Erdkunde i Berlin tilldelats F. VON RICHTHOFEN-medaljen i guld.



Do 2449.N.

N^o 412

1938

Jan.—Febr.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

BAND 60

HÄFTE 1.

Innehåll:

	Sid.
<i>Ledamotsförteckning</i>	8
<i>Publikationsbyte</i>	14
<i>Uppsatser:</i> THOMASSON, H., Kolmårdens litorinagränser jämte en översikt av nivåförändringarna inom Kolmården	19
LUNDQVIST, G., H. THOMASSON †. Några minnesord	55
BJÖRLING, C. O. and WESTGREN, A., Minerals of the Varuträsk Pegmatite. IX. X-Rays Studies on Triphylite, Varulite, and their Oxidation Products	67
BROTZEN, F., Der postkimmerische Bau des südlichsten Schwedens	73
WAHL, W., Några iakttagelser från Wiborgsrapakiviområdets södra gränsgäbit	88
<i>Anmälanden och kritiker:</i>	
HINTZE, V., Møens Klints Geologi. Ref. av R. SANDEGREN	97
RICHTER, KONRAD, Die Eiszeit in Norddeutschland. Ref. av R. SANDEGREN	98
BRAGG, W. L., Atomic structure of minerals. Ref. av ERIC R. YGBERG	99
PIA JULIUS, Kohlensäure und Kalk. Ref. av G. LUNDQVIST	99
Geologie der Meere und Binnengewässer Bd I. H. 1. Anmäld av R. SANDEGREN	101
HOLMES, ARTHUR, The Age of the Earth. Ref. av T. KROKSTRÖM	101
SUNDIC, N., Till frågan om alkalipödelningen i saliska magmor	104
BACKLUND, H., The Rapakivi Puzzle. A reply	105
VON ECKERMANN, H., The Rapakivi Facts. An answer to a reply	113
<i>Mötet den 13 januari 1938.</i> R. SANDEGREN: Minnesord över N. R. HEDBERG. F. BROTZEN: Der postkimmerische Bau des südlichsten Schwedens. J. EKLUND: Huvuddragen av Skånes och Östersjöns tektonik	116
<i>Mötet den 10 februari 1938.</i> G. KIRSCH: Die Rolle der radioaktiven Stoffe in der Erdgeschichte	117
<i>Geolognytt</i>	119

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

STOCKHOLM 1938

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

380060

405

Pris för detta häfte Kr. 5:—

26

EN GOD BILD

kompletterar texten och ger ökad åskådlig-
het åt innehållet.

Av stor vikt är därför att Edert bild-
material gives det reproduktionsförfarande
som är lämpligast.

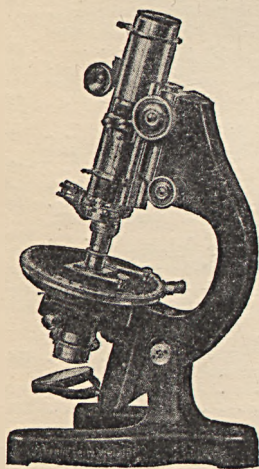
Vi som ha mångårig erfarenhet och speciali-
serat oss på vetenskapliga arbeten kunna
därför ge Eder det bästa rådet.

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET

ESSELTE A.-B.

VASAGATAN 16
STOCKHOLM

Telefoner: { Namnanrop: »Centraltryckeriet»
Kartredaktör M. Lundqvist 114150



MINERALOGISK-
PETROGRAFISKA
APPARATER OCH
UTENSILIER

—
HÖJDMÄTARE

LEICA-KAMERAN

—
SLIPPROV UTFÖRAS

Huvudagent för E. LEITZ, WETZLAR

Axel Lundqvist A.=B.

Drottninggatan 2, Stockholm. Tel. 10 87 30

Do 2449. V

N^o 415

1938

Nov.—Dec.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

BAND 60

HÄFTE 4.

Innehåll:

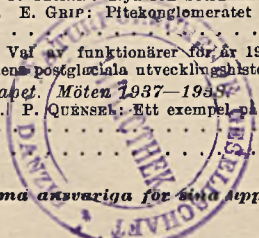
	Sid.
<i>Uppsatser:</i>	
SANDEGREN, R., Revue annuelle de la littérature snédoise 1937	555
SAMSONOWICZ, J., Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs im polnischen Südbaltikum nach neuen Tiefbohrungen in Jurata und Karwia	590
SANDEGREN, R., Über die fossile Mikroflora aus den Bohrungen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel	601
QUENSEL, P., Minerals of the Varuträsk Pegmatite. XIII. Pollucite, its Vein Material and Alteration Products	612
THORSLUND, P., Växtfynd i leran vid Vålbackens tegelbruk i Jämtland	635
<i>Notis:</i>	
HÖRNER, N. G., Geologiska inslag i internationella geografkongressen i Amsterdam 1938	641
<i>Anmälanden och kritiker:</i>	
TROEDSSON, G., VOIGTS lackfilmmetod	646
<i>Geologklubben vid Stockholms Högskola. Möten 1936—1938</i>	<i>649</i>
<i>Det Tredje Nordiska geologmötet</i>	<i>651</i>
<i>Mötet den 3 november 1938: O. ÖDMAN: Nya rön beträffande Vakkoformationen och Linagraniten. E. GRIP: Pitekonglomeratet och dess ålderställning</i>	<i>667</i>
<i>Mötet den 1 december 1938: Val av funktionärer för år 1939. R. SANDEGREN: Nedre Klarälvdalens postglaciala utvecklingshistoria</i>	<i>673</i>
<i>Svenska Mineralogiska Sällskapet. Möten 1937—1938. 24 november 1938. P. QUENSEL: Ett exempel på heterogenitisk polymorf</i>	<i>675</i>
<i>Geolognytt</i>	<i>678</i>

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

STOCKHOLM 1939

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

380060



Do
2449

05 (43)

Pris för detta häfte Kr. 3:—

3

EN GOD BILD

kompletterar texten och ger ökad åskådlig-
het åt innehållet.

Av stor vikt är därför att Edert bild-
material gives det reproduktionsförfarande
som är lämpligast.

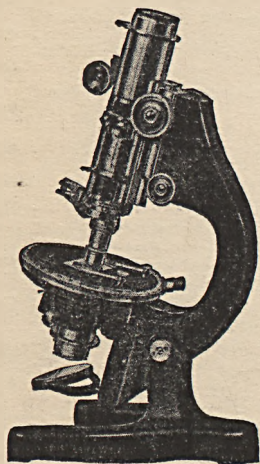
Vi som ha mångårig erfarenhet och speciali-
serat oss på vetenskapliga arbeten kunna
därför ge Eder det bästa rådet.

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET

ESSELTE A.-B.

VASAGATAN 16
STOCKHOLM

Telefoner: { Namnanrop: »Centraltryckeriets»
Kartredaktör M. Lundqvist 11 4150



MINERALOGISK-
PETROGRAFISKA
APPARATER OCH
UTENSILIER

—
HÖJDMÄTARE

LEICA-KAMERAN

—
SLIPPROV UTFÖRAS

Huvudagent för E. LEITZ, WETZLAR

Axel Lundqvist A.-B.

Drottninggatan 2, Stockholm. Tel. 10 87 30

6011
12

E 28 6 1943

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej