



0  
19



Geologiska  
Fören.  
Förhandlingar

32, 2

1910

U O

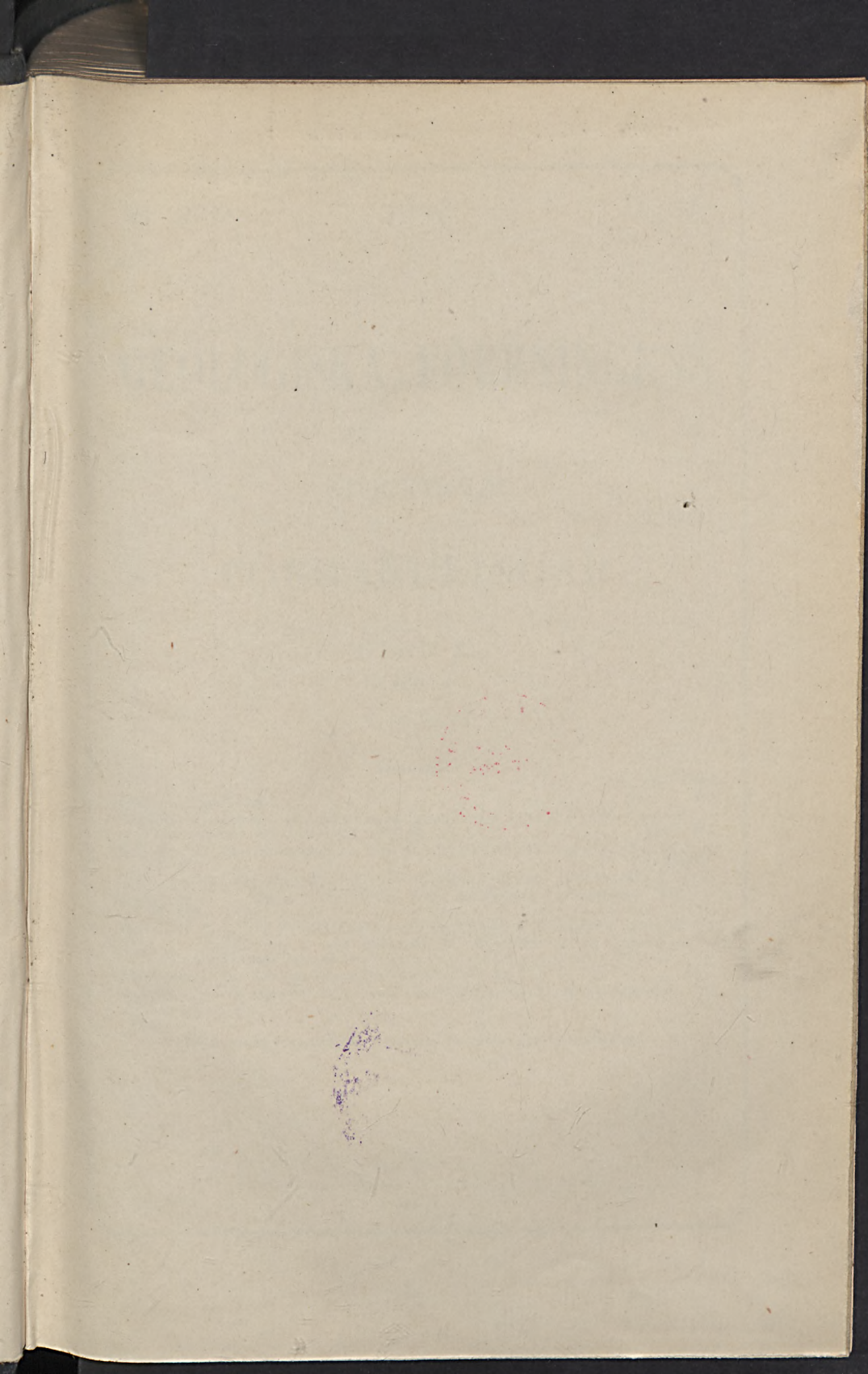
2449



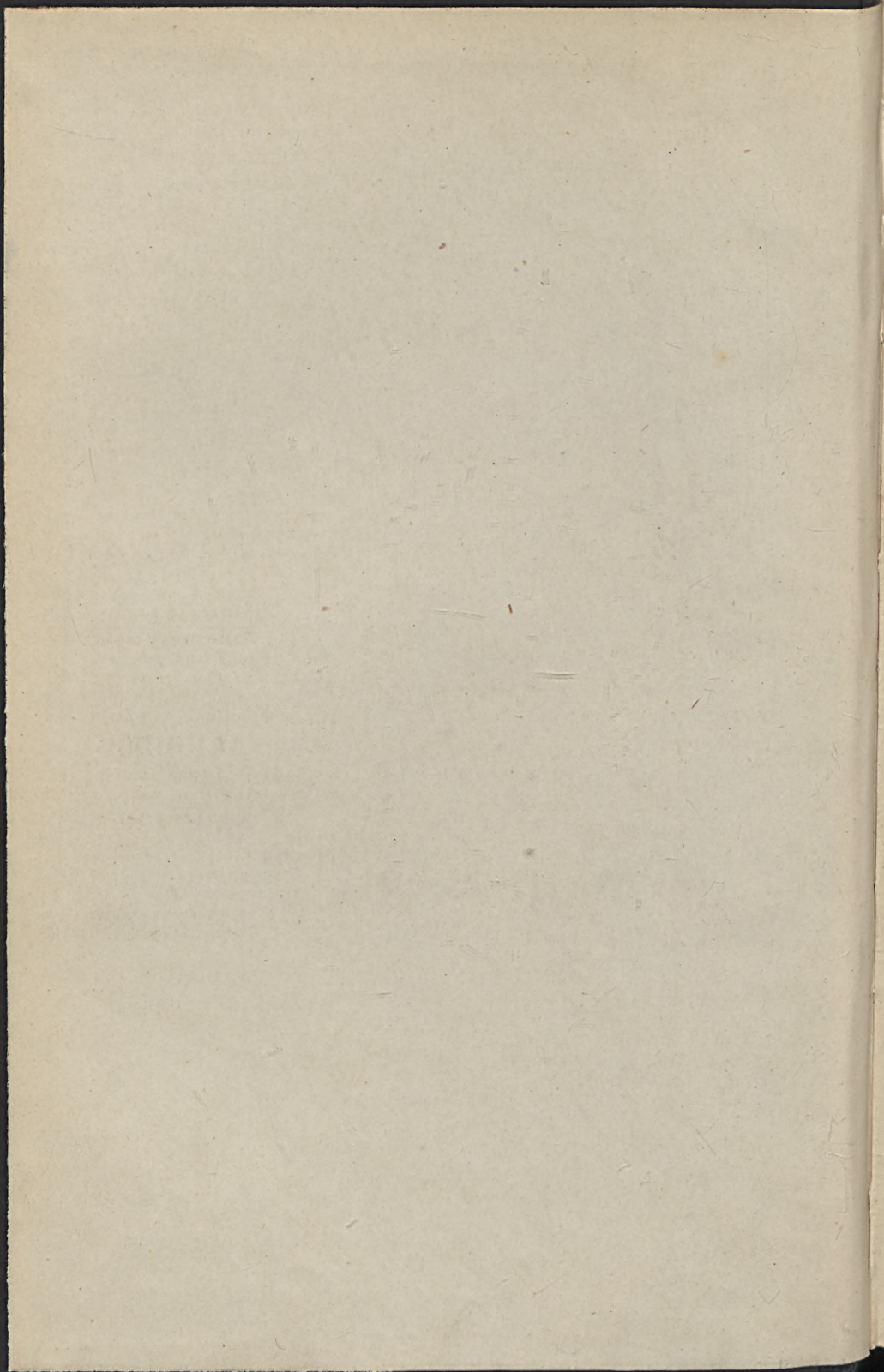
Do 2449 (N)













N: 270

1910

April

# GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

## FÖRHANDLINGAR

BAND 32

HÄFTE 4.



**Innehåll:**

	Sid.
<i>Mötet den 7 april 1910</i> . . . . .	677.
HAMBERG, A. Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der Skandinavischen Gebirgskette. (Taf. 30) . . . . .	681.
HAMBERG, A. Die Geomorphologie und Quartiergeologie des Sarekgebirges. (Taf. 31—32) . . . . .	725.
LUNDBOHM, HJ. Sketch of the Geology of the Kiruna district. (Pls. 33—34) . . . . .	751.
HOLMQUIST, P. J. The Archaean Geology of the coast-regions of Stockholm. (Pls. 35—38) . . . . .	789.
HOLMQUIST, P. J. Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. (Taf. 39) . . . . .	913.
HÖGBOM, A. G., GAVELIN, A. and HEDSTRÖM, H. Excursions in the Archaean of Southern Sweden. (Pls. 40—41) . . . . .	985.
JOHANSSON, H. E. The Ämmeberg Zinc ore field. (Pl. 42) . . . . .	1051.
SVENONÛS, F. Erinringar till A. Hambergs senaste föredrag om Sarektraktens geologi. 1079. <i>Annonsbilaga Nr 178.</i>	

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

STOCKHOLM

KUNGL. HÖKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

1910

100170



## Geologiska Föreningens Sekreterare

träffas i Föreningens angelägenheter å Geologiska Byrån (nedre bottnen, ingång från Sergelgatan) onsdagar och lördagar kl. 4–4,30 e. m. — Kl. 10 f. m. — 4 e. m. Rikstel. 968; efter kl. 5 e. m. (Allm. telefon) Kungsh. 737. Bostad: Drottningholmsvägen 8 A, 5 tr.

---

Föreningens ordinarie möten äga rum första helgfria torsdag i månaderna februari, mars, april, maj, november och december. Dagen för januarimötet bestämmes å dec.-sammankomsten.

I Geologiska Föreningens Förhandlingar må uppsatser — förutom på skandinaviskt språk — införas på engelska, franska eller tyska; dock vare författare skyldig att i de fall, då Styrelsen anser sådant önskvärdt, bifoga en resumé på skandinaviskt språk.

Författare erhåller 75 gratisexemplar af införda uppsatser.

---

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

TRETTIONDEANDRA BANDET

(ÅRGÅNGEN 1910)

DEL 2



MED 13 TAFLOK OCH TALRIKA FIGURER I TEXTEN

Wpisano do inwentarza  
ZAKŁADU GEOLOGII

Dział. B Nr. 66.

Dnia 9.10. 19 46.

*Bibl. Kat. Nauk  
o Ziemi  
Dep. Nr. 5.*

STOCKHOLM

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

1911

[100170]







## Innehållsförteckning.

<i>Ann.</i>	F.	efter en titel utmärker ett hållet <i>föredrag</i> .			
	R.F.	> > > >	<i>referat af ett hållet föredrag.</i>		
	M.	> > > >	ett lämnadt <i>meddelande</i> .		
	R.M.	> > > >	<i>referat af ett lämnadt meddelande.</i>		
	R.	> > > >	<i>refererat arbete.</i>		
	U.	> > > >	en <i>upsats</i> .		

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

	Sid.
GAVELIN, A. Yttrande med anledn. af A. HAMBERGS föredrag om Sarek-traktens geologiska formationer och tektonik . . . . .	677.
— — se HÖGBOM, A. G. and HEDSTRÖM, H.	
HAMBERG, A. Om Sarek-traktens geologiska formationer och tektonik. F.	677.
— — Yttrande under diskussionen med anledn. af föregående . . . . .	679.
— — Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der Skandinavischen Gebirgskette. (Taf. 30). U. . . . .	681.
— — Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. (Taf. 31—32). U. . . . .	725.
HEDSTRÖM, H. Se HÖGBOM, A. G., und GAVELIN, A.	
HOLMQUIST, P. P. Yttrande med anledn. af A. HAMBERGS föredrag om Sarek-traktens geologi . . . . .	677.
— — The Archæan Geology of the coast-regions of Stockholm. (Pls. 35—38). U. . . . .	789.
— — Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. (Taf. 39). U. . . . .	913.
HÖGBOM, A. G., GAVELIN, A., and HEDSTRÖM, H. Excursions in the Archæan of Southern Sweden. (Pls. 40—41). U. . . . .	985.
JOHANSSON, H. The Ämmeberg Zinc ore field. (Pl. 42). U. . . . .	1051.
LUNDBOHM, H. Sketch of the Geology of the Kiruna district. (Pls. 33—34). U. . . . .	751.
SVENONIUS, F. Erinringar till A. HAMBERGS senaste föredrag om Sarek-traktens geologi. U. . . . .	1079.
<i>Mötet den 7 april 1910</i> . . . . .	677.

Innehållsförteckning till band 32, Del 2.

Rättelser och tillägg > > > >



<i>Under år 1910 afidna Ledamöter:</i>	Sid.
T. H. KOCKUM . . . . .	677.

**Förteckning på taflorna.**

- Taf. 30. Geologische Übersichtskarte des Sarekgebirges.
- › 31. Das Delta des Rapaätno etc.: Der Rapadalen und seine Umgebungen etc.
- › 32. Übersicht der Bewegungen der in den Tälern der Sarekgegend liegenden Eisreste am Schlusse der Eiszeit.
- Pl. 33. Geological map of the Kiirunavaara district.
- › 34. › › › Kiirunavaara and Luossavaara, Lappland, Sweden.
- › 35. › › › Ornö Hufvud.
- › 36. › › › illustrating the relation between the supercrustal and infracrustal Archæan rocks in the coast-region of Stockholm.
- › 37. Geological map of the Utö-territory in the southern coast-region of Stockholm.
- Pl. 38. Geological map of the iron-ore-bearing zone of the island of Utö, SE. from Stockholm, Sweden.
- Taf. 39. Geologische Karte der Hochgebirgsbildungen am Torne träsk im nördlichsten Sweden (Lappland).
- › 40. Geological map of the Loftahammar—Västervik district.
- › 41. Sketch-map of the Jönköping—Taberg district.
- › 42. Geological map of the Ämmeberg zinc ore field.

**Rättelser och tillägg till Band 32, Del 2.**

*(Corrections and additions to Vol. 32, Part 2.)*

HJ. LUNDBOHM, Sketch of the Geology of the Kiruna district:  
 Page 753, line 12 from above is printed desolated, read desolate.  
 › 759, › 9 o. 10 › › › stripe, › strip.

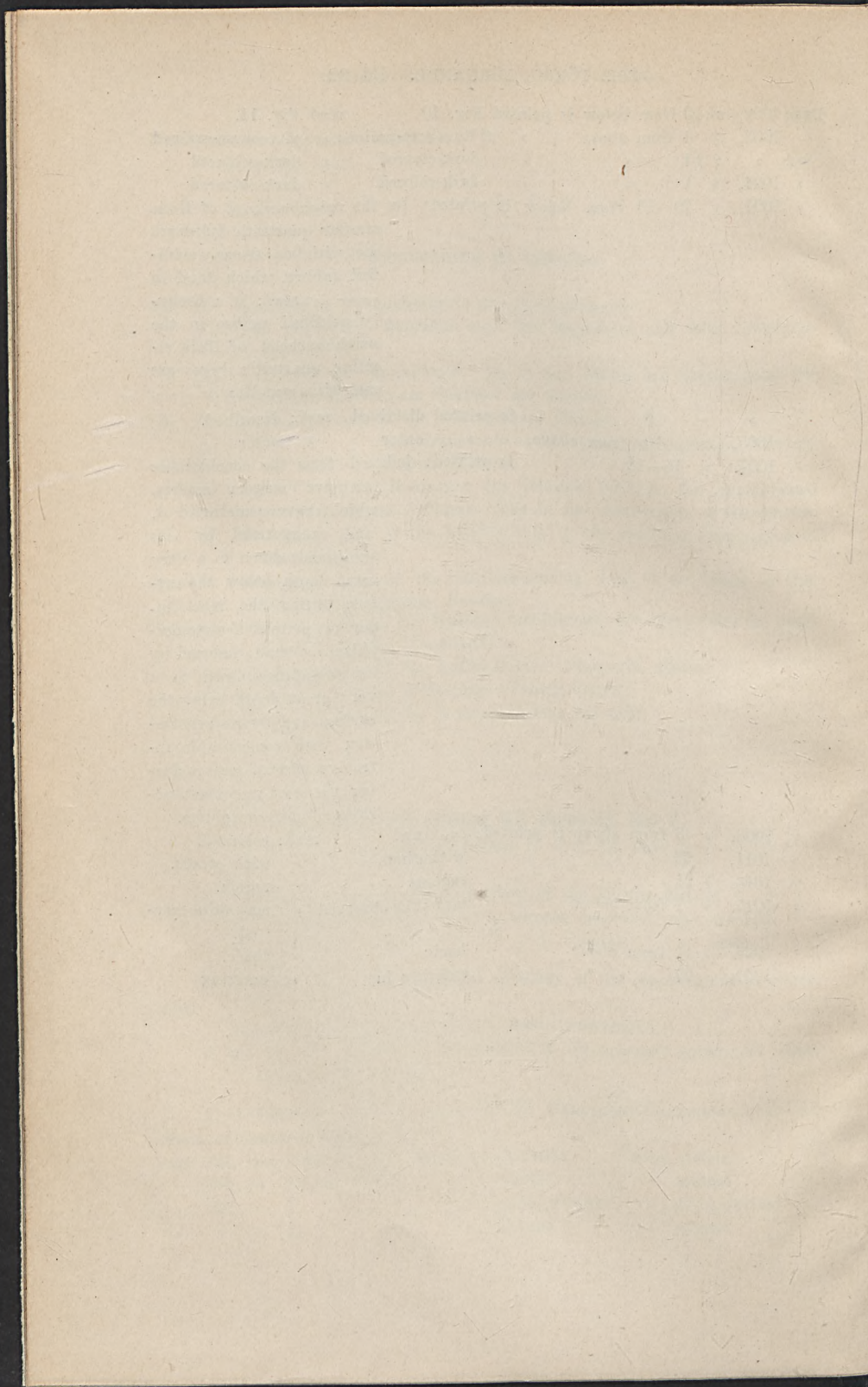
P. J. HOLMQUIST, The Archæan Geology of the coast-regions of Stockholm:  
 Page 867, is printed ARVEDSON, read ARFWEDSON.  
 On Pl. 36 are grey lines omitted in the scheme's square for ›Grey gneisses in general›.

A. G. HÖGBOM, AXEL GAVELIN, and H. HEDSTRÖM, Excursions in the Archæan of Southern Sweden:

Page 987, line 3 from above, is printed di strict	read district
› 994, › 2 from below, › amost	› almost
› 997, › 7 › it is, obvious	› it is obvious
› › › 4 › atlered	› altered

- Page 1002, line 10 from below is printed Fig. 10 read Fig. 11.
- > 1003, > 4 from above > of its coarse-grained > of a coarse-grained  
 > > > 14 > > dark-cloured > dark-coloured  
 > 1004, > 1 > > dark-colored > dark-coloured  
 > 1004, > 10—13 from below is printed: In the neighbourhood of Hula  
 similar quartzitic dykes are  
 met with in a strongly acidi-  
 fied gabbro, which stand in  
 — — —; read: In a strong-  
 ly acidified gabbro in the  
 neighbourhood of Hula si-  
 milar quartzitic dykes are  
 met with, standing in — —;
- > > > 9 > is printed described read: described.
- > 1005, > 10 from above, > enter > outer
- > 1007, > 15—18 > is printed: induced from the considerable  
 intrusive f magma, masses,  
 which have penetrated it,  
 and exaggerated by its  
 subsidence down to a very  
 great depth below the sur-  
 face during the most im-  
 portant periods of metamor-  
 phism. — read: induced by  
 its subsidence down to a  
 very great depth below the  
 surface and by its penetra-  
 tion with considerable in-  
 trusive magma masses dur-  
 ing the most important pe-  
 riods of metamorphism.
- > 1008, > 3 from above is printed: coloured read: coloured.
- > 1011, > 22 > > withothers > with others.
- > 1013, > 21 > > regions > region.
- > 1015, > 1 from below > may it be observed > may be observ-  
 ed.
- > 1026, > 11 from above > basic > basic.
- > 1034, > 77 > > entering in > entering





# GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

## FÖRHANDLINGAR.

BAND 32. Häftet 4.

April 1910.

N:o 270.



Motet den 7 april 1910.

Närvarande: 30 personer.

Ordföranden, hr HÖGBOM, meddelade, att Föreningens Ledamot Bergsingeniören T. H. KOCKUM, Malmö, aflidit.

Nästa möte utsattes till onsdagen den 7 maj.

Anmälades, att räkenskaperna för år 1909 ännu icke kunnat afslutas, beroende på att en del räkningar å tryck af Förhandlingarna ännu icke hunnit inkomma.

Hr HAMBERG höll föredrag om *Sarek-traktens geologiska formationer och tektonik*. (Jämför en uppsats i detta häfte af Föreningens Förhandlingar.)

Efter föredraget följde diskussion, hvarvid yttrade sig hrr HOLMQUIST, GAVELIN, G. DE GEER och *föredraganden*.

Med anledning af prof. HAMBERGS teoretiska förklaring af öfverskjutningsföreteelserna inom Sarjek-området framhöll hr HOLMQUIST, att de milda skifferarna, den s. k. köligruppen, väster om Kvikkjokk ovillkorligen måste anses öfverlagra det östra områdets glimmerskiffer-amfibolit-komplex. Detta framgick ock otvetydigt af tal:s publicerade redogörelse för Sulitelma-Kvikkjokksprofilen. Tal. bestred ock föredragandens tolkning af strukturföreteelserna inom detta område och ansåg, att antagandet af en nu försvunnen mäktig bergskedja väster om de öfverskjutna massorna, hvilka från dessa genom tyngden skulle hafva glidit ner till sin nuvarande plats, vore en godtycklig hypotes, som icke motsvarades af de geologiska förhållandena.

Hr GAVELIN hade under somrarna 1900—1901 och 1909 utfört geologiska undersökningar i och för en monografi öfver det närmast



SW intill föredragandens forskningsfält belägna *Ruotevare-området* och därvid äfven vid några tillfällen för jämförelser vandrat in på mindre delar af föredragandens område. Tal. hade emellertid i åtskilliga afseenden en afvikande mening om en del tektoniska och åldersförhållanden inom trakten.

Föredragandens förmodan, att eruptivbergarterna vid Ruotevare malmberg voro genetiskt samhöriga med en mängd karakteristiska bergarter inom hans s. k. »syenitskålla», kunde talaren på grund af sina undersökningar i allo bekräfta. Det kunde icke råda tvifvel om att de skildrade eruptivbergarterna inom »syenitskållan» hade samma uppträdande och geologiska ålder som Ruotevare-eruptiven.

Talaren hade studerat relationerna mellan ifrågavarande eruptivbergarter och den otvifvelaktigt sedimentära glimmerskiffer-kvartsit-serie (lokalt med inlagring af magnesit), som flerstädes omgifver dem, och hvilken serie på grund af sitt petrografiska utbildnings sätt och sitt fältsammanhang med HOLMQUIST'S Sevegrups-skiffer väster om Kvikkjokk vore att beteckna såsom Sevegrupp. Eruptivserien uppträdde icke genombrytande i förhållande till skifferigheten. Däremot hade tal. flerstädes iakttagit eruptivbergarterna omgifna (både i liggandet och hängandet) af glimmerskiffer-serien, i hvilken de befunnits flika upp sig bildande band eller lagergångar. Glimmerskiffern hade ofta närmas gränsen mot de metamorfoserade eruptivbergarterna en smal men högst karakteristisk kontaktzon, som talaren ville tolka såsom uppkommen genom kontaktmetamorfoserande inverkan af eruptivmagman på de äldre skiffern. På dessa och flera grunder hade de afhandlade eruptivbergarterna enligt talaren ett intrusivt uppträdande uti åtminstone traktens Sevegrupp, och han kunde därför icke gå med på att hänföra dem till urberget, såsom föredraganden hade gjort.<sup>1</sup>

Frågan om de mörka amfiboliternas åldersrelation till de siluriska skifferarna och gabbro-syenit-serien syntes inom de afhandlade östrafjällområdena svårare att besvara. Äfven talaren hade iakttagit breccieartade och starkt mylonitiska gränzoner mellan omvandlade anortosit eller syenit-bergarter och öfverliggande amfibolit, angifvande att kontakten dem emellan utgjordes af ett öfverskjutningsplan. Strax väster och nordväst intill föredragandens undersökningsområde hade talaren emellertid på många ställen funnit amfiboliter tydligt genomsätta äfven den »västliga silurens» skifferar och kalkstenar och således där förhållit sig yngre än dessa.

I fråga om olivinstenarnas enligt föredraganden ovissa geologiska ställning anmärkte talaren, att det inom Ruotevare-området icke kunde betviflas, att därvarande olivinstenar tillhörde anortosit-syenit-serien på samma sätt som pyroxeniter och malmer, m. a. o. att de liksom dessa utgjorde basiska differentiationsprodukter af anortosit-syenit-magman.

<sup>1</sup> Af skäl, som skola utvecklas i annat sammanhang, anser jag, att ifrågavarande eruptivbergarter jämväl äro yngre än silur.

Med anledning af föredragandens framställning af den mot NW riktade stupningen såsom ett sekundärt förskiffringsfenomen utan stratigrafisk betydelse framhöll talaren, att han dock i många enskilda fall inom sitt eget undersökningsområde funnit en motsvarande stupning mot NW äfven hos formationsgränser eller olika leder i sedimentära skiffrar.

Hr HAMBERG genmälde ungefär följande. Angående tydningen af förhållandena i den västra kanten af Kvikkjokk-traktens Seveskiffrar vore tal. mycket tveksam. Att emellertid den mot NW svagt stupande parallellstrukturen inom Sarek-trakten öfvervägande vore en sekundär struktur, därom vore tal. öfvertygad, i synnerhet som utom denna ofta äfven en mera horisontal lagring förekommer. Med utgångspunkt från denna sekundära parallellstruktur och i betraktande af att tillräckligt afgörande observationer i kontakten mellan Seveskiffrarna och den vestra siluren tycktes saknas, hade föredraganden framställt sin uppfattning. Det kräfdes emellertid ytterligare observationer, innan den ifrågakvarande fjälltraktens tektonik blefve utredd.

Beträffande åldern af de i »syenitskällan» ingående bergarterna, så hade tal. måhända betecknat dem såsom tillhörande urberget. Detta hade dock endast skett förslagsvis, beroende på att dessa bergarter icke tycktes genomsätta sevebergarterna inom den af tal. undersökta trakten.<sup>1</sup> Hade hr GAVELIN funnit kontaktförhållanden, som bevisade dessa bergarters yngre bildningstid, så hade tal. för närvarande ingen anledning att betvifla en sådan.

Hvad åter bestämmandet af amfiboliternas och diabasernas ålder beträffar, så spelar enstaka observationer därvid en jämförelsevis liten roll på grund af dessa bergarters förekomst i nästan alla formationer.

Beträffande den mot NW stupande parallellstrukturen hade tal. ingalunda yttrat, att ej äfven formationsgränserna undantagsvis kunde intaga detta läge. Så hade ju tal. framhållit, att gränsen mellan »syenitskällan» och den östra siluren stupade åt nämnda håll, hvilket föranledde, att denna formation endast kunde förföljas ett kortare stycke från sin östra kant. Äfven andra dylika exempel funnos.

<sup>1</sup> Af kemiska grunder skulle en släktskap med de såsom postsiluriska ansedda, af TH. VOGT undersökta monzonit-gabbroeruptiven på Lofoten kunna förmodas. Det tyckes dock äfven råda en bestämd skillnad i sammansättningen mellan dessa bergarter och »syenitskällans», enär de förra hålla en afsevärdt större magnesiahalt än de senare. Något säkert stöd för en samhörighet mellan dessa två bergartsserier torde därför ej ännu föreligga.

Senare tillägg.



Vid mötet utdelades n:o 267 af Föreningens Förhandlingar.

---

## Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette.

Von

AXEL HAMBERG.

(Hierzu Taf. 30.)

---

### Inhalt.

Die skandinavische Gebirgskette.

Die Zone der Faltungen.

Die Zone der Deckenschollen.

Das Sarekgebirge.

Übersicht der Gesteine.

1. *Die vermutlich silurischen Gesteine.*

a. Die silurischen Schichten der östlichen Grintlinie. b. Die klastische Gesteinsserie im Kukkesvage. c. Die weichen Schiefer im Westen des Hochgebirges. d. Die Granatphyllite des Luotto.

2. *Das Liegende der östlichen Silurfazies.*

3. *Die Syenitscholle.*

Granite. Syenite. Perthitophyr. Quarzmonzonit. Diorite. Augitdioritporphyr. Gabbrogesteine. Feldspatgesteine. Bytownitfels. Olivinggabbro. Pyroxenite. Hornblendite. Diallagit. Hornblenditporphyr. Eisenerze.  
Die Gesteinsmetamorphose.

4. *Die Amphibolitscholle.*

Die Tektonik der Sarekgegend.

Theoretische Schlussbetrachtungen.

---



### Die skandinavische Gebirgskette.

Der berühmte Meister auf dem Gebiete der Geotektonik E. SUSS hat schon im Jahre 1888 eine seine grosse Belesenheit in der skandinavischen geologischen Literatur beweisende Übersicht des Baues der skandinavischen Gebirgskette geliefert. Die grundlegenden Arbeiten von KARL PETERSEN im nördlichen Norwegen, von TH. KJERULF und A. E. TÖRNEBOHM in den zentralen Teilen der Kette waren schon damals ausgeführt, obgleich die kühnen, aber genialen Theorien des letzteren noch nicht die Anerkennung gewonnen hatten wie jetzt. In den zwei folgenden Dezennien sind nun viele neue Arbeiten sowohl norwegischer als schwedischer Geologen hinzugekommen. Dessenungeachtet sind unsere Kenntnisse in der fraglichen Beziehung noch ausserordentlich lückenhaft, grosse Gebiete sind noch fast unbekannt, trotzdem aber dürften die über verschiedene Teile der etwa 1,400 *km* langen Gebirgskette verbreiteten Spezialuntersuchungen wenigstens ein Bild der Tektonik in groben Zügen zu entwerfen gestatten.

Die skandinavische Gebirgskette gehört zum grössten Teil Norwegen an. Sie fängt im Südwesten in der Gegend von Haugesund (S. von Bergen) an und erstreckt sich im Norden bis zur Küste nördlich von Tromsö. Wie die meisten Kettengebirge kann auch dieses in mehrere Längszonen zerteilt werden; wenigstens sind es deren zwei.

#### Die Zone der Faltungen.

Auf der norwegischen Seite bleibt in ihrem ganzen Lauf die vielleicht wichtigste Zone die Hauptfaltungszone der Kette, die der Längsrichtung derselben ziemlich treu folgt. Um den Trondhjemsfjord ist diese Zone besonders gut ausgeprägt. Dort bestehen die Faltungen nach den Untersuchungen von KJERULF, TÖRNEBOHM u. a. aus mehr oder minder stark metamorphisierten silurischen Schiefen, deren silurisches Alter jedoch durch Petrefaktenfunde bestimmt worden

ist. Diese Falten können in NNO—SSW-licher Richtung in einem Zusammenhange über mehr als zwei Breitgrade verfolgt werden. Die Fortsetzung dieses Silurgebiets im Südwesten wird von einem hohen gefalteten Grundgebirgsland gebildet, das unter anderem den Snæhættan, das Gebirge von Romsdalen und den Jostedalsbræ enthält. In seinen östlichen Teilen schliesst dieses Gebiet in den der Küste vorliegenden grossen Inseln Hitteren und Smölen grosse Einfaltungen von Silur und anderen postarchaischen Schiefer ein. Das Streichen des Gneisses sowie dasjenige der Falten jüngerer Schiefer ist überwiegend NW—SO. Im Westen, im Söndfjord und Nordfjord, werden O—W-lich streichende Falten silurischen Phyllits angetroffen, auf denen durch Verwerfungen eingesunkene, nicht gefaltete Schollen devonischen Alters aufliegen. Den aus diesen Gegenden allerdings ziemlich spärlichen Untersuchungen nach zu urteilen, bildet dieses Faltengebiet eine tektonische Fortsetzung des Trondhjemsfeldes, jedoch scheinen die Faltenachsen der westlichen Abteilung etwas mehr nach Westen längs der Küste umzubiegen.

Nördlich vom Trondhjemsfeld soll nach den Angaben von Vogt<sup>1</sup> ein NNO—SSW-liches, mit der Hauptrichtung der Küste paralleles Streichen vorherrschen. Im südlichsten Nordland scheinen ausgedehnte Massive von Granit und Gabbro vorzukommen, nördlich von diesem Eruptivfeld gewinnen wiederum verhältnismässig regelmässig gefaltete Schiefer wahrscheinlich algonkischen und silurischen Alters das Übergewicht. In den Schiefen sind häufig mächtige Lager von Kalkstein oder Marmor, weniger häufig geschichtete Eisenerze eingeschaltet. Im nördlichsten Nordland, zwischen dem Folden- und dem Ofotenfjord, werden nochmals Eruptivgesteine und Grundgebirge vorherrschend.

In letzterer Gegend hört die etwa von Bergen bis dahin ununterbrochene Faltenzone plötzlich auf, und in ihrer

<sup>1</sup> J. H. L. Vogt: Søndre Helgeland. — Norges Geol. Unders. Nr 29. Kristiania 1900.



Fortsetzung findet man in Tromsø amt nach KARL PETERSEN flach gelagerte Schiefer.

#### Die Zone der Deckenschollen.

Südlich und östlich von der oben erwähnten ausgeprägten Faltenzone kommt eine etwa ebenso (rund 100 *km*) breite Zone, wo die Gesteinslager flach liegen, wo aber das Silur von älteren kristallinen Schiefen überlagert wird. Nach den Anschauungen von TÖRNEBOHM ist dies durch »Überschiebung« zu stande gekommen. Dieser Anschauung haben sich HÖGBOM und mehrere andere schwedische Geologen angeschlossen, die norwegischen Geologen aber verhalten sich mit Ausnahme von H. REUSCH zweifelnd oder ablehnend.

Diese Zone fängt an der norwegischen Küste am Boknfjord (bei Stavanger) an.<sup>1</sup> Auf dem Grundgebirge liegt hier ein graugrüner Phyllit, dessen unterer Teil nicht selten durch Alaunschiefer ersetzt wird. Auf dem Phyllit ruht ein quarzitischer Gneiss oder Granit. Der Alaunschiefer und der Phyllit sind zweifellos silurischen Alters. Nach TÖRNEBOHMS Auffassung ist die überliegende Eruptivdecke übergeschobenes Grundgebirge.

In dem nordöstlich davon belegenen Hochgebirge (Hardangervidda usw.) herrschen ähnliche Verhältnisse; auch hier ruhen nach den Arbeiten einer ganzen Reihe norwegischer Forscher auf dem Phyllit Gesteine, die mit denjenigen des Grundgebirges genau übereinstimmen. Das silurische Alter des Phyllits ist durch Funde von *Dictyonema flabelliforme* an mehreren Stellen sicher bewiesen.<sup>2</sup> Die Gesteinsdecken liegen im allgemeinen ziemlich horizontal, jedoch ist der Phyllit für sich meistens stark gefaltet. Über letzterem findet man häufig einen mehr oder weniger mächtigen Quarzit, der nach oben in den Gneiss unmerklich übergeht.

<sup>1</sup> H. KALDHOL: Fjeldbygningen i den nordøstlige del af Ryfylke. — Norges Geol. Undersøg. N:r 49. Kristiania 1909.

<sup>2</sup> J. REKSTAD: Fra Høifjeldsstrøget mellem Haukeli og Hemsedalsfjeldene. — Norges Geol. Undersøgelses aarbog 1903, N:r 4, S. 21.

Nordöstlich vom Hardangervidda fängt mit Hallingskarven Norwegens ausgedehnteste und höchste Hochgebirgsgegend an, die sich in einem Zusammenhange auch über den Jotunheimen (mit Galdhøpiggen 2,560 m, der höchste Gipfel Skandinaviens) erstreckt. Hier stellen sich Veränderungen in der Zusammensetzung der Gesteinslager ein. Oberhalb des Phyllits oder des Tonglimmerschiefers trifft man hier einen Feldspatsandstein (Sparagmit) an. Die oberste Decke besteht nicht nur aus Granit oder Gneiss, sondern aus einer Reihe Tiefengesteine, deren wichtigste Glieder der Altersfolge nach Gabbro, Labradorfels und Granit sind. Gänge von diesen Eruptivgesteinen kommen in dem unterhalb des Phyllits liegenden Grundgebirge häufig vor. Nach einigen älteren Angaben sollten Gänge des jüngeren Granits auch in dem Phyllit auftreten, spätere Forscher haben dies aber nicht beobachtet.

TÖRNEBOHM fasste die ausgedehnten Gabbrofelder von Jotunheimen als ein präalgonkisches Hochgebirge auf, in dessen Täler und Umgebung die algonkischen und silurischen Sedimente abgesetzt wurden. Während der postsilurischen Faltingsperiode wurden dann die sedimentären Schichten in die Seiten des Gabbromassivs eingefaltet. Da der Phyllit aber weit in allen tief eingeschnittenen Tälern selbst mitten im Gebirgskomplex angetroffen wurde, konnte die Auffassung TÖRNEBOHMS nicht aufrechterhalten werden. Der norwegische Forscher BJÖRLYKKE sprach 1901 die Ansicht aus, dass auch die Gabbromassen des Jotunheimen der übergeschobenen Partie angehörten. Später gab er diese Theorie auf und ging zu der alten KJERULF'schen Auffassung über, der REKSTAD sich schon früher angeschlossen hatte, und nach welcher die Gesteinslager im zentralen Norwegen in der Reihenfolge nach ihrem Alter liegen. REKSTAD und BJÖRLYKKE fassen also die über dem Phyllit liegenden Eruptivmassen als postsilurisch auf. Da diese, wenn sie nicht sekundär verschiefert worden sind, einen ausgeprägten Tiefhabitus erkennen lassen, so nimmt REKSTAD an, dass die Eruptive eine so gewaltige



Mächtigkeit gehabt, dass ihre untersten jetzt allein erhaltenen Teile mit einer grobkristallinen Struktur erstarrten. Die oberliegenden Ergussgesteine seien durch die Erosion gänzlich entfernt.

Die Beweisführung der genannten norwegischen Geologen für das postsilurische Alter der oberliegenden Eruptivformation scheint mir aber wenig überzeugend. Weder sichere Gänge noch pyrogene Kontaktwirkungen sind in dem Phyllit nachgewiesen. Nach den Beschreibungen der beiden Verfasser ist die Grenze zwischen den beiden Formationen sehr unbestimmt. Der Phyllit wird — nach REKSTAD<sup>1</sup> — zunächst von einem Quarzschiefer überlagert, der nach oben allmählich in einen Gneiss übergeht, über dem endlich die Eruptive kommen. BJÖRLYKKE beschreibt sehr ausführlich, wie der Phyllit unter dem Kontakte an mehreren Stellen im kleinen gefaltet ist, und wie zertrümmert die dem oberliegenden Eruptivgestein benachbarten Schichten aussehen.<sup>2</sup> Meiner Meinung nach sprechen die Kontaktverhältnisse viel mehr für eine starre Überschiebung als für eine glühendflüssige Ausbreitung der oberen Eruptivformation über den Phyllit und den Sparagmit.

Nordöstlich vom Jotunheimen kommt das klassische Untersuchungsgebiet TÖRNEBOHM,<sup>3</sup> das sich auf der schwedischen Seite bis zum nördlichsten Jämtland ausdehnt. Auf dem Grundgebirge liegt hier, wo die Lagerfolge normal ist, sowohl in Norwegen als in der schwedischen Landschaft Härjedalen zunächst die s. g. Sparagmitformation, die aus einer Reihe wenig dislozierter, algonkischer Feldspatsandsteine und Quarzite besteht, in welche ein häufig mehr als 100 m mächtiges bituminöses Kalksteinlager, der Birikalk, eingeschaltet ist. Im mittleren Jämtland stellen sich auf dem Grundgebirge

<sup>1</sup> J. REKSTAD: Fra Indre Sogn. — Norges Geol. Undersög. Aarvog for 1905. VII. S. 18.

<sup>2</sup> K. O. BJÖRLYKKE: Det centrale Norges Fjeldbygning. — Norges Geol. Undersög. N:r 39, S. 521—525. Kristiania 1905.

<sup>3</sup> A. E. TÖRNEBOHM: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. — K. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd 28. N:r 5. Stockholm 1896.

petrefaktenreiche, flach liegende Silurschichten ein, unter denen Kalksteine häufig sind. Diese Silurschichten weichen von denjenigen stark ab, die der stark gefalteten Zone im Trondhjemischen angehören und meist aus metamorphosierten, versteinungsarmen Schiefern bestehen. Wegen dieser verschiedenen petrographischen und paläontologischen Ausbildungsweise des Silurs teilt man diese Formation hier in eine östliche und eine westliche Fazies.

Die flach liegenden silurischen Schiefer des mittleren Jämtland sowie die s. g. Sparagmitformation in Härjedalen und den angrenzenden Teilen von Norwegen werden von einer bis 1,500 *m* mächtigen Scholle verschiedener kristallinischer Schiefer, wie Glimmerschiefer, Granitgneiss, Amphibolit usw., überlagert, die den Bildungen des Algonk und in geringerem Umfang des Grundgebirges angehören dürften. Die hierhergehörigen algonkischen Schichten sind meistens unter dem Namen der Sevegruppe bekannt. Dass dieselben Bildungen nicht postsilurisch sein können, geht daraus hervor, dass sie im Westen unter die silurischen Schiefer der Gegend von Trondhjem untertauchen. Diese Scholle hat eine grösste Breite von nicht weniger als 140 *km* im südwestlichen Jämtland.<sup>1</sup> Nördlich und südlich davon ist sie weit schmaler, aber ausserhalb der zusammenhängenden Scholle liegen isolierte Lappen (bei Ansätten, Landverk und Fuda in Jämtland, Frönberg in Dalarna und Kvitvola und Koppang in Norwegen), die anzudeuten scheinen, dass die Scholle auch hier eine etwa ebenso grosse Breite gehabt hat. Wo die Scholle sehr breit ist, ist sie jedoch von »Fenstern« durchlöchert, in denen Grundgebirge, Algonk oder Silur zu Tage tritt.

TÖRNEBOHM hat sich über die Entstehungsweise der Scholle nicht bestimmt geäussert, scheint aber die Vorstellung gehabt zu haben, dass diese breite Decke von kristallinischen Schiefern als eine über verschiedene Gesteine und Formationen

<sup>1</sup> A. G. HÖGBOM, Studies in the post-silurian thrust region of Jämtland. Geol. Fören. Förh. Bd 31, S. 337. Stockholm 1909.



überschobene liegende Falte<sup>1</sup> anzusehen sei, deren Mittelschenkel ausgewalzt sei. Etwa ebenso ausgedehnte Falten sieht man ebenfalls an Profilen aus den Alpen. Es ist aber nicht wahrscheinlich, dass diese riesige Decke als eine liegende Falte aufzufassen ist. Die im Verhältnis zur Decke ganz enorme Breite dürfte nach einer solchen Betrachtungsweise schwer zu erklären sein.

Innerhalb der Scholle ist die Schichtenfolge stets die normale. Ausnahmen hiervon bilden nur einige kleine in der Nähe des Jotunheimen liegende Schollen, die eine invertierte Schichtenfolge darbieten. Hier könnte also eine wirkliche Faltung vorliegen, worin der Mittelschenkel beibehalten und der Oberschenkel wegerodiert wäre. Auch in der Nähe der Wurzellinie der Scholle sollen Invertierungen vorkommen.

In Schwedisch-Lappland sind hauptsächlich folgende drei Gebiete der Überschiebungszone näher untersucht: 1) der nordwestliche Teil von Pite Lappmark und die angrenzenden Teile von Lule Lappmark, 2) das Sarekgebirge in Lule Lappmark, 3) das Gebirge südlich vom Torneträsk. Das erste und dritte dieser Gebiete sind von P. J. HOLMQUIST ausführlich untersucht, das zweite ist Gegenstand vorliegender Untersuchung.

Das Silur erscheint auch in Lappland in zweifacher Ausbildungsweise: einer östlichen klastischen und einer westlichen metamorphosierten Fazies.

In der östlichen Fazies wurde das silurische Alter zuerst von SVENONIUS durch Funde von *Hyolithus*<sup>2</sup> entschieden, die lange die einzig bekannten Fossilien aus dieser an der Ostkante des Hochgebirges durch ganz Schwedisch-Lappland sich erstreckenden Zone waren, weshalb dieselbe in der Literatur hauptsächlich als die Hyolithuszone bekannt ist. Nunmehr

---

<sup>1</sup> A. a. O., 177 und Grunddragen af Sveriges geologi, 4. Aufl., S. 80. Stockholm 1906.

<sup>2</sup> F. SVENONIUS: Nya olivinstensförekomster i Norrland. — Geol. Fören. Förh., Bd 7, S. 203. Sthlm 1884.

sind von MOBERG<sup>1</sup> am Torneträsk eine Reihe anderer silurischer Fossilien aus derselben Zone bekannt geworden, die sämtlich dem Kambrium angehören. Die östliche Fazies besteht hauptsächlich aus Tonschiefern, Quarziten und Konglomeraten. Kalksteine sind innerhalb derselben sehr selten.

Die westliche Fazies wird nach HOLMQUIST<sup>2</sup> am Sulitälma aus folgenden drei Hauptabteilungen, von oben nach unten gerechnet, aufgebaut: 1) Sulitälma-Schiefer (meist Phyllit und Quarzit); 2) graugrüne Schiefer (hauptsächlich aus grünen chloritischen Schiefern und dunklen rostigen phyllitischen Schiefern bestehend); 3) sandige Kalksteine (sandsteinartige Quarzite und kalkige Glimmerschiefer einschliessend). Zwischen die untersten Schichten der graugrünen Schiefer sind dünne Kalksteinlager eingeschaltet, in denen VON SCHMALENSÉE<sup>3</sup> Enkrinitstiele fand. Diese sind wohl ziemlich sicher kambrosilurischen Alters, sind aber nicht bestimmbar und gestatten nicht eine genauere Bestimmung des stratigraphischen Horizontes.

Die über dem Silur in der Gegend zwischen Kvikkjokk—Hornafvan einerseits und der norwegischen Grenze andererseits liegenden kristallinen Schiefer sind nach HOLMQUIST ausschliesslich algonkischen Alters. Im Westen bestehen sie von oben nach unten gerechnet hauptsächlich aus folgenden Gliedern: 1) grauer feinkörniger Glimmerschiefer; 2) heller granulitischer Quarzit; 3) braungrauer Glimmerschiefer. Im Osten kommen auch dunkelgrüne Schiefer vor. In Verbindung mit den algonkischen Schiefern kommen auch häufig Amphibolite vor, die HOLMQUIST als verschieferte Grünsteine

<sup>1</sup> J. C. MOBERG: Bidrag till kännedomen om de kambriska lagren vid Torneträsk. — Sveriges Geol. Unders. Årsbok 1908, N:r 4. Stockholm.

<sup>2</sup> P. J. HOLMQUIST: En geologisk profil öfver fjellområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten. — Geol. Fören. Förh. 22: 72 und Sveriges Geol. Unders. Ser. C. N:r 185. Stockholm 1900.

<sup>3</sup> HJ. SJÖGREN: Enkrinitfynd i fjellskiffrarna vid Sulitelma. — Geol. Fören. Förh. 22: 105. Stockholm 1900.



betrachtet, die während des Faltungsprozesses der Gebirgskette in die Schiefer injiziert wurden.

HOLMQUIST nimmt keine ausgedehnten Überschiebungen an. Die algonkischen Schiefer bilden südlich von der Linie Kvikkjokk—Sulitälma ein beinahe viereckiges zusammenhängendes Gebiet, von etwa 60 *km* Länge in WNW—OSO und etwa 50 *km* Breite in der Richtung senkrecht dazu. Im Süden ist diese Scholle von einem zusammenhängenden Band silurischer Schiefer begrenzt, die einen fast vollständigen Übergang zwischen der östlichen und der westlichen Silurfazies bilden. Im Süden, Osten und Norden tauchen die silurischen Schiefer unter die algonkischen hinab. HOLMQUIST sucht diese abnorme Lagerung durch eine Theorie zu erklären, die mit der von TÖRNEBOHM für Jotunheimen aufgestellten nahe übereinstimmt. Die Sedimentgesteine der östlichen Silurfazies seien an steilen Ufern und in Fjorden eines aus dem Algonk bestehenden Landes abgelagert. Später hätte letztere Formation sich über die silurischen Ablagerungen durch Überschiebungen geringen Betrags ausgebreitet, wobei eine synklinale Biegung der silurischen Schichten stattgefunden hätte. Letztere wären deshalb etwa wie unterhalb des Silurs eingefaltet worden. Diese vermutete Ausbreitung der harten algonkischen Schiefer nach Norden, Osten und Süden über das in den Tälern liegende Silur, so dass letztere besonders nach oben schmaler geworden wären, erscheint mir aber wenig wahrscheinlich. Die Westseite der algonkischen Schieferplatte sollte dagegen unter das Silur im Westen untertauchen. Dieses scheint jedoch nicht direkt beobachtet zu sein, sondern wird auf Grund des allgemeinen nordwestlichen Fallens der Gesteine angenommen.

In der Gegend südlich vom Torneträsk trifft man nach den Untersuchungen von HOLMQUIST<sup>1</sup> wenigstens am Ostrand des Gebirges ungefähr dieselbe abnorme Überlagerung wie in südlicheren Gegenden an. Weiter nach Westen scheinen die

<sup>1</sup> En geologisk profil öfver den Skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. — Geol. Fören. Förh. 25: 27. Stockholm 1903.

Verhältnisse ziemlich verwickelt zu sein und sind in so verschiedener Weise von TÖRNEBOHM<sup>1</sup> und HOLMQUIST<sup>2</sup> gedeutet, dass ich bei dieser kurzen Übersicht auf eine Darstellung der Tektonik dieser Gegend verzichten muss, zumal da eine neue Arbeit von HOLMQUIST über dasselbe Thema im Erscheinen begriffen ist.

### Das Sarekgebirge.

In der nördlichen Fortsetzung des von HOLMQUIST untersuchten Gebietes in Pite Lappmark treten grosse Veränderungen in der Zusammensetzung der über der östlichen Silurfazies ruhenden Schollen auf. In Lule und Torne Lappmark scheinen diese ganz überwiegend aus Eruptivgesteinen zu bestehen. Darunter scheinen Syenite und Gabbrogesteine eine dominierende Bedeutung zu haben. Letztere gehören zu den gegen die Erosion widerstandsfähigsten Gesteinen, und in den Gegenden, wo Gabbrogesteine vorherrschen, findet man deshalb eben die grössten Höhen von Schweden. Die höchste Spitze in unserem Lande ist der Kebnekaisse (2,123 *m*), die zweithöchste ist der Sarektjåkko (2,090 *m*), beide in der fraglichen Gegend von Lappland. Letztere Spitze ist von einer beträchtlichen Zahl hoher Gipfel umgeben, die ein ausgedehntes Alpenland bilden, das an Wildheit, Vergletscherung und Ausdehnung dem norwegischen Jotunheimen an die Seite zu stellen ist.

Ausser dem Sarektjåkko kommen im Sarekgebiet nach den Messungen des Verfassers drei andere Gipfel vor, die die Höhenlinie 2,000 *m* übertreffen, nämlich Palkattjåkko, Akavare und Pärtetjåkko. Die Zahl der eine Höhengrenze von 1,800 *m* überschreitenden Spitzen dürfte ziemlich gross sein, wahrscheinlich nicht viel weniger als ein halbes Hundert. Die Gletscher sind etwa ein hundert, unter denen die grössten eine Ausdehnung von etwa 10 *km*<sup>2</sup> haben. In dem eigentlichen Hochgebirgsterrain besteht der feste Boden überwiegend aus amphibolitischen Gesteinen.

<sup>1</sup> Om Torneträsk-profilens tydning. — Geol. Fören. Förh. 25: 83.

<sup>2</sup> Bihang till Torneträskprofilen. — Geol. Fören. Förh. 25: 373.



Die hohen Gipfel sind von Hochebenen umgeben, über denen kleine Berghügel bis zu Höhen von etwa 1,300 *m* hinaufragen, die im Norden, Osten und Süden des Hochgebirges meist aus syenitischen Gesteinen bestehen (vergl. Taf. 30). Im Westen desselben aber werden hauptsächlich phyllitische und kalkige Schiefer angetroffen, die dem Silursystem anzugehören scheinen. Der Ostrand der syenitischen Hochebene schießt steil zu den niedrigeren Ebenen und weiten Tälern ab, die eine Fortsetzung des kleinhügeligen nordbaltischen Flachlandes bilden. In diesem Ostabhang der Hochebene findet man wiederum silurische Schichten eingeschlossen.

Bei einer Darstellung der Tektonik der Sarekgegend empfiehlt es sich, die Gesteinslager auf folgende vier Hauptabteilungen zu verteilen, die auch in nächster Übereinstimmung mit der Topographie stehen:

- 1) Die vermutlich silurischen Schichten.
- 2) Das östliche Grundgebirge, das das Liegende des Silurs bildet.
- 3) Die Syenitscholle.
- 4) Die Amphibolitscholle.

### Übersicht der Gesteine.

#### 1. *Die vermutlich silurischen Gesteine.*

##### a. Die silurischen Schichten der östlichen Glinthlinie.

Wie schon in der vorstehenden Übersicht erwähnt worden ist, hat SVENONIUS an mehreren Stellen am Ostrande der lappländischen Hochgebirge einen Saum von silurischen Bildungen nachgewiesen. Die horizontale Breite dieses Saumes ist in der Sarekgegend fast überall äusserst gering, da die ganze Formation wegen seiner leichten Verwitterung meist nur in ziemlich steilen Abhängen vorkommt.

Die hierhergehörigen Schichten, die die östliche Silurfazies des Sarekgebirges bilden, liegen im allgemeinen fast horizontal oder zeigen eine geringe Neigung in westlicher oder nordwestlicher Richtung. Die obersten 10—20 *m* sind

dagegen immer stark gestört und in lauter kleine Scherben zerdrückt.

Diese Formation besteht aus einer Abwechslung von Tonschiefern und Quarziten, bezw. Sandsteinen, einschl. Konglomeraten. Die Tonschiefer sind schwarz oder grüngrau. Eine genaue Etagerung der verschiedenen Tonschiefer- und Sandsteinniveaus hat noch nicht stattgefunden. Zu oberst trifft man meist einen etwa 100 *m* mächtigen Komplex von Tonschiefern an, darunter bemerkt man überwiegend Quarzit, dieser dürfte aber nicht allein bis zur Basis der Formation andauern, sondern verschiedene Tonschieferlager einschliessen. A. BERGLUND, der mir 1909 begleitete, beobachtete im Nordostende des Tjakkeli im ganzen drei Tonschiefer- und zwei Quarzitlager, im Südabhang des Passeäive drei Tonschieferlager und drei oder vier Quarzitlager. Der Quarzit ist meist entweder grau oder blauschwarz. In einigen von MOBERG sorgfältig gemessenen Profilen im Luopakte am Torneträsk umfasst die Formation daselbst wenigstens vier Tonschiefer- und ebenso viele Sandsteinlager. Ein nur etwa  $\frac{1}{2}$  *m* dickes Kalksteinlager ist dort im Sandstein eingeschaltet angetroffen worden.

In der Sarekgegend scheinen bis jetzt nur am Stora Sjöfallet Funde von kalkigem Material (Kalksandstein, Dolomitlinsen in Tonschiefer und Quarzit) in der östlichen Fazies der Silurformation gefunden worden zu sein.

b. Die klastische Gesteinsserie im Kukkesvagge.

Im Tale Kukkesvagge in einer Entfernung von 20—30 *km* von der Glinthlinie kommt eine ebenfalls aus Tonschiefern und Quarziten bestehende Gesteinsserie vor. Im unteren Teil des Kukkesvagge ist das Fallen der Schichten ziemlich steil nach SW, im oberen Teile des Tales sehr wechselnd, mitunter lotrecht mit überwiegendem Streichen NW—SO. Die Quarzite sind durchweg blauschwarz. Die Zahl der verschiedenen Lager von Tonschiefer und Blauquarz ist viel grösser als im Tjakkeli, ist aber noch nicht genau ermittelt, übersteigt indessen gewiss ein Dutzend. Irgend welche Fossilien sind



darin nicht gefunden, wegen des gleichartigen Aussehens dieser Gesteine mit den naheliegenden kambrischen Schichten der Glinthlinie im Osten des Gebirges gehören sie wohl zweifellos dem kambro-silurischen Systeme an.

c) Die weichen Schiefer im Westen des Hochgebirges.

Westlich vom Hochgebirge in dem verhältnismässig flachen Gelände östlich von den Seen Virihaure und Vastenjaure tritt eine Gesteinsserie auf, deren Glieder zwar kristallinisch, aber meist von kleinem Korn und nicht besonders stark verkittet sind. Unter ihnen spielen wohl die Phyllite die quantitativ grösste Rolle. Ausserdem kommen vor: grüne feinkörnige amphibolitische und chloritische Gesteine, Glimmerschiefer verschiedener Art und (meist sandige) Kalksteine.

Es ist dies offenbar dieselbe Formation, die HOLMQUIST im Osten vom Sulitälma gefunden hat, und deren silurisches Alter durch die Enkrinitfunde von v. SCHMALENSÉE im Kalkstein am Fusse des Sulitälma bestimmt worden ist.

Die hierhergehörige Schichtenfolge bildet die westliche Silurfazies des Hochgebirges. Für sie ist besonders ein verhältnismässig hoher Kalkgehalt und eine stets vorhandene, aber nie zur Grobkristallinität entwickelte Metamorphose kennzeichnend. Die Lagerung ist meist sehr flach oder etwas nach W oder NW geneigt.

d) Die Granatphyllite des Luotto.

Mitten zwischen den Amphibolit- und Gabbrodiabasgipfeln des Hochgebirges kommt auf der Hochebene von Luotto und in den benachbarten Tälern eine andere Phyllitformation vor. Diese besteht aus meist flach liegenden, einigermassen grobkristallinischen, meistens dunkle Granate von etwa 1—3 mm Durchmesser enthaltenden Phylliten, die auch ziemlich viel Quarz einzuschliessen scheinen. Die Art des Auftretens und der Granatgehalt lassen an eine Zusammengehörigkeit mit den kalkhaltigen Phylliten, d. h. mit der Silurformation im Westen, denken.

Ein schmales Band von Granatphyllit wird auch auf dem Säkok und dem südlichen Abhang des Pärtefjället gefunden. Wahrscheinlich steht dieses Band in Zusammenhang mit dem Granatphyllit des Luotto (vergl. die Karte an der Taf. 30).

## 2. *Das Liegende der östlichen Silurfazies.*

Das Liegende der östlichen Silurfazies sind, soweit bekannt, teils quarzitische Gesteine, teils eruptive Bildungen, die wahrscheinlich dem Grundgebirge angehören. Die Quarzite unterscheiden sich von den überliegenden Sandsteinen des Silurs durch eine ausgeprägte kristallinische Struktur. Die Grenze ist jedoch keineswegs immer nachzuweisen. Obgleich diese Quarzite nicht zu der silurischen Formation gerechnet werden können, darf jedoch ihre Zugehörigkeit zu der algonkischen Formation mit Recht vermutet werden. Diese Quarzite enthalten nicht selten eruptive Gesteine, wie Pegmatite und Diabase.

Das granitische oder gneissige Grundgebirge, das als Liegendes der östlichen Silurfazies auftritt, ist meist durch eine mehr oder minder lebhaft rote Farbe gekennzeichnet. Häufig sind sie ganz ziegelrot und an Mikroklin reich, während der Plagioklasgehalt geringer ist und Perthit gänzlich fehlt. In anderen Fällen kommt Perthit vor, und in Ausnahmefällen ist die Farbe grau. Diese Gesteine sind also vorzugsweise Kaligranite. Häufig haben sie eine beträchtliche Kataklyse erlitten, wodurch nur vereinzelte grössere Mineralkörner geblieben sind, die als porphyrische Einsprenglinge erscheinen. Mitunter scheint das ursprüngliche Gestein ein Porphyr gewesen zu sein. Dadurch erhält diese Formation eine grosse Ähnlichkeit mit der erzführenden Granulitformation von Schwedisch-Lappland. Wie diese enthält unser Gebiet hauptsächlich quarzarme oder sogar syenitische Granulite. Überhaupt sind daselbst ausgeprägte Tiefengesteine mit einer regelmässigen, richtungslosen Struktur nicht häufig. Wenn die Gesteine nicht porphyrisch sind, so zeigen sie jedoch im allgemeinen



eine mehr oder weniger gestörte Kristallisation, die sich in Schlierenbildung, ungleichmässiger Körnigkeit usw. kundgibt. Granite mit ausgeprägtem Tiefenhabitus fehlen jedoch auch nicht ganz. An Niavve kommt ein gut kristallisierter Hornblendegranit mit Plagioklaseinsprenglingen vor. Auch werden andere Granitvarietäten besonders in losen Blöcken angetroffen.

Eine erschöpfende Untersuchung dieses Grundgebirgsterains, wo fast überall Moränenmassen sowohl die kleinen Berge als den Boden der Täler bedecken, ist infolge der Seltenheit der fest anstehenden Felsen unmöglich. Um das oben Gesagte zusammenzufassen, so mag als für die Gegend besonders charakteristisch hervorgehoben werden: das Vorkommen von rot gefärbten, häufig mikroklinreichen und perthitarmen granitischen und syenitischen, im allgemeinen nicht besonders natronreichen Gesteinen, deren Struktur häufig granulitisch, schlierig oder porphyrisch ist.

Als das Liegende der östlichen Silurfazies im Kukkesvagge kommt ein Dioritporphyr vor, der einige *mm* dicke, aber mehrere cm lange Tafeln von einem nicht sehr basischen Plagioklas enthält, die in parallelen Reihen fluidal angeordnet sind. Dasselbe Gestein kommt auch in einem kleinen Berge Kätsitvaratj nördlich vom Akavare vor. Wegen seines Vorkommens unterhalb des Silurs im Kukkesvagge dürfte es zu dem östlichen Grundgebirge zu rechnen sein. Seine Stellung ist jedoch noch unsicher.

### 3. Die Syenitscholle.

Die hierhergehörenden Gesteine, die das unmittelbare Hangende der östlichen Silurfazies bilden, nehmen die grösste Area im ganzen Gebiet ein. Vermutlich gehören sie zum grössten Teil dem Grundgebirge an, wenigstens dürften sie hauptsächlich präsilurisch sein.

Die Hauptmasse der Gruppe besteht aus graugelben granitischen und syenitischen Gesteinen, die stets einen perthi-

tischen Feldspat enthalten und durch Druck mehr oder weniger parallelstruiert worden sind. Stellenweise treten aber auch ganz andere Gesteine auf. In den hohen Wänden des tief eingeschnittenen und malerischen Rapadalen trifft man eine ganze Reihe hierhergehöriger Gesteine von sauren Graniten an bis zu eruptiven Erzen (vergl. das Profil auf der Taf. 30).

Die *Granite* sind nicht besonders häufig. Sie haben nur ganz ausnahmsweise einen rötlichen Farbenton, fast immer neigt ihre Gesamtfarbe mehr ins Gelbliche oder Grauliche. Als Feldspat führen sie stets Perthit, dagegen nur sehr selten Plagioklas oder perthitfreien Mikroklin. Ihr Gehalt an Natron scheint nach ausgeführten Analysen mit demjenigen an Kali gleich gross zu sein. Der Quarz ist in den grobkörnigeren, ungespressten Varietäten mitunter schön violett. Als dunkles Mineral kommen häufig geringe Mengen grünen, oft mit Muskovit vergesellschafteten Biotits vor.

Die allgemeinsten Gesteine des fraglichen Gebietes sind die *Syenite*. Sie sind häufig schön violett gefärbt durch den perthitischen Feldspat, den sie stets enthalten. In der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung schliessen sie sich am engsten den Graniten an. In Zusammenhang mit der Verminderung des Kieselsäuregehaltes steht eine Vermehrung des Gehaltes an Natron, Kalk, Magnesia, Tonerde und Eisenoxyd. Die Verwandtschaft mit den Graniten ist jedoch stets auffallend.

Unter den Syeniten mögen gewisse *Perthitgesteine* hervorgehoben werden, die dunkle Minerale fast ganz entbehren. Hierher gehören schön grauviolette Varietäten, in denen die dunklen Minerale stark zurücktreten. Hierher sind auch blendend weisse Gesteine zu stellen, in denen der Feldspat mehr oder weniger zu Muskovit, Zoisit, Granat und Quarz umgewandelt worden ist.

Einige Syenite nähern sich durch einen hohen Gehalt an Natron und Kalk in der Zusammensetzung den Monzoniten. Gesteine aber, die neben Perthit auch reichlich oder über-



wiegend Plagioklas enthalten, scheinen selten zu sein. Beispiele solcher fehlen jedoch nicht ganz. Ein solches Gestein aus dem Pellorepe enthält als herrschende Mineralkombination Andesin, Perthit, Augit, zu denen sich nicht unbedeutliche Mengen von Quarz, Apatit und Eisenerz gesellen. Der Perthit bildet zum Teil breite Säume um den Plagioklas. Man könnte wohl dieses Gestein als einen *Quarzmonzonit* bezeichnen.

Die *Diorite* sind auch nicht häufig. Sie enthalten meist ausser Plagioklas, Augit und Hornblende auch grosse Tafeln braunen Biotits als wesentlichen Bestandteil. In den Dioriten ist auch ein sehr charakteristischer und in beträchtlichen Massen vorkommender *Augitdioritporphyr* zu zählen, der 3—5 cm lange Andesinkristalle in einer etwa mittelkörnigen Grundmasse enthält.

Die *Gabbrogesteine* sind im Gebiet häufiger, jedoch bei weitem nicht so häufig wie die Syenite. Sie bilden einen Komplex von ziemlich vielen verschiedenen Varietäten.

Als das eine Endglied dieser Reihe können die *Feldspatgesteine* betrachtet werden, die hauptsächlich aus Labrador oder Bytownit bestehen. Es giebt im Gebiete prachtvoll violett gefärbte *Bytownitfelsen*, die porphyrisch struiert sind und zollgrosse Bytownittafeln als Einsprenglinge enthalten. Häufiger sind die kreideweissen, mehr oder weniger metamorphisierten Feldspatgesteine, die in frischem Zustande grob- oder mittelkörnig gewesen zu sein scheinen, jetzt aber mehr oder minder vollständig in ein dichtes Gefüge hauptsächlich von mikroskopischen Zoisitstengeln und Quarz umgewandelt sind. In einigen Varietäten trifft man auch Albitkörner, Muskovitblättchen und spärliche rundum ausgebildete Granate an.

Die gewöhnlicheren *Gabbroarten* treten sowohl *olivinfrei* als *olivinhaltig* auf. Besonders letztere sind reich an verschiedenen wesentlichen Bestandteilen. Ausser Bytownit, Olivin und Augit enthalten die saureren Glieder Hornblende und braunen Biotit, die basischeren rhombischen Pyroxen,

titanhaltiges Eisenerz, grünen Spinell und Apatit in reichlichen Quantitäten.

Die feldspatärmsten Glieder der Gabbrogesteine gehen in *Pyroxenite* und *Hornblendite* über, die auch im fraglichen Gebiete nicht gerade selten vorkommen. Der Feldspatgehalt dieser Gesteine ist häufig sehr gering. Die meisten unter ihnen enthalten überwiegend rhombischen und monoklinen Pyroxen, häufig in ziemlich grossen Individuen, in denen kleinere, aber reichlich vorkommende Olivinkörner poikilitisch eingeschlossen sind. Wenigstens ein Vorkommen enthält Spinellkörner. Ein anderes enthält einen amethystgefärbten Chlorit. Wieder ein anderer Pyroxenit, der als *Diallagit* zu bezeichnen ist, besteht hauptsächlich aus Diallag; daneben kommt Eisenerz reichlich und Spinell spärlich vor.

Unter den Hornblenditen enthält eine Varietät 3—4 cm grosse, durch feinkörnigere Massen getrennte Hornblendeindividuen, die dem Gestein ein porphyrtartiges Aussehen verleihen, und in denen der Augit poikilitisch, z. T. durch parallele Verwachsung, eingeschlossen ist. Man könnte dieses Gestein einen *Hornblenditporphyr* nennen.

Die basischeren Varietäten der Gabbrogesteine zeigen auch Übergänge zu wirklichen *Titaneisenerzen*. Solche finden sich in dem berühmten Eisenerzberg Ruotevare, etwa 30 km südwestlich vom Rapadalen. Nach den Untersuchungen von HJ. SJÖGREN<sup>1</sup> besteht dieses Eisenerz aus Titanomagnetit Ilmenit, Spinell, Olivin und einer Pyroxenart. Das umgebende Gestein soll nach den Angaben von W. PETERSSON<sup>2</sup> ein Saussuritgabbro sein, unter dem auch ganz weisse, zoisitisierte Labradorsteine vorkommen. Bei einem Besuch am Ruotevare im Frühjahr 1902 fand ich auch Gesteine, die einen etwas saureren Feldspat enthalten und als Diorite zu bezeichnen sind

<sup>1</sup> En ny jernmalmstyp representerad genom Routivare malmberg. Geol. Fören. Förh. Bd 15, S. 55. Stockholm 1893.

<sup>2</sup> Om Routivare järnmalmfält i Norrbottens län. — Ibidem S. 45.



Dass diese Eisenerze vom Ruoutevare zu der mächtigen, hauptsächlich aus Syeniten bestehenden Eruptivscholle, die das Hangende der östlichen Silurfazies bildet, gehören und als das basischste Glied dieser Eruptivgesteine anzusehen sind, erscheint mir zweifellos. Am Ruoutevare scheinen keine Zwischenglieder zwischen dem Erz und dem Gabbro beobachtet zu sein, im Sarekgebirge sind diese nicht selten.

Dass alle die verschiedenen Eruptivgesteine, die man in der unteren Hälfte der Gebirgswände im Rapadalen, sowie in naheliegenden Gebieten findet, wenigstens zum grössten Teil aus einem und demselben Magma herkommen und durch Spaltung desselben entstanden sind, ist wohl wahrscheinlich. Charakteristisch für dieses Magma muss ein ziemlich hoher Natrongehalt gewesen sein. Die Kontaktverhältnisse der verschiedenen Gesteine und ihre gegenseitige Abgrenzung sind indessen äusserst schwierig zu erforschen, da man dieselben in grösserem Massstab entblösst nur in den steilen Wänden der hohen Berge im Rapadalen findet, wo sie aber u. a. wegen Herabstürzens von Steinen nicht ohne Lebensgefahr zugänglich sind. Die Grenzen der verschiedenen Gesteine aus der Entfernung und mit dem Fernrohr zu verfolgen ist untunlich, weil die äussere Farbe der Gesteine mehr von dem Alter der Fläche, d. h. von der seit dem letzten Bergsturz verflossenen Zeit, und der danach entwickelten Flechtenformation als von der Beschaffenheit des Gesteins abhängt. Die Altersfolge kann man jedoch fast ebensogut in heruntergestürzten Blöcken studieren. Nach Beobachtungen an solchen habe ich die alte Regel bestätigt gefunden, dass die saureren Gesteine im allgemeinen jünger sind als die basischeren. Diese Regel ist jedoch keineswegs ausnahmslos. Eine drastische Ausnahme bilden z. B. Gänge von Pyroxenit, die Augitsyenit im Läddepakte durchsetzen. Diabasgänge, die jünger sind als der Syenit, kommen besonders im Kätokkaisse vor; dies ist ja aber nur eine ganz häufige Erscheinung.

Was die Verhältnisse ausserhalb der Umgebung des Rapadalen betrifft, so sind sie bis jetzt weniger genau erforscht. Soviel geht jedoch aus meinen bisherigen Untersuchungen hervor, dass die Perthitsyenite in dem ganzen Gebiet, das das tektonische Niveau zwischen der östlichen Silurfazies und der Amphibolitformation umfasst, eine sehr grosse Verbreitung haben und die häufigsten Gesteine sind.

In dem fraglichen Gebiet wären vielleicht auch andere Gesteine als die obengenannten zu erwähnen. Ein interessantes Vorkommen von Peridotit ist von SVENONIUS<sup>1</sup> aus dem Ruopsokvaratj im Njåtsosvage beschrieben worden. Es liegt etwa auf der Grenze zu der Amphibolitformation und gehört vielleicht eher zu derselben. Ähnliche Peridotitvorkommen habe ich auch anderswo im Sarekgebirge gefunden, sie sind jedoch noch nicht näher untersucht.

Gesteine sedimentären Ursprungs sind in der fraglichen Eruptivscholle sehr selten. Kalksteine habe ich nur nördlich vom Akavare zwischen diesem Berge und dem oben erwähnten Kåtsitvaratj reichlich angetroffen. Sonst sind Kalksteine sehr selten und scheinen nur auf den Grenzen zu der Amphibolitformation vorzukommen.

Quarzite und sedimentäre Schiefer sind auch ziemlich selten. Einige solche Vorkommen, die als silurischen Ursprungs zu deuten sind, sind auf der Karte ausgezeichnet. Dagegen sind durch Druck hervorgebrachte Verschieferungen eine äusserst häufige Erscheinung.

#### Die Gesteinsmetamorphose.

Die oben erwähnten Gesteine, die zu dem Hangenden der östlichen Silurfazies gehören, sind fast stets durch Druckmetamorphose mehr oder weniger verändert, und häufig ist diese so durchgreifend gewesen, dass von dem ursprünglichen Habitus nicht viel erhalten geblieben ist.

<sup>1</sup> Vergl. S. 708.





Eine eigentümliche mechanische Zertrümmerung der Syenite, Granite und vielleicht auch basischerer Gesteine in linsenförmige oder rhombische Stücke, die jedoch hauptsächlich ihre gegenseitige Lage beibehalten haben, ist für die östlichen Teile des Gebietes charakteristisch. Die dabei entstandenen Sprünge sind meist sehr schmal und wieder durch feinen Mineraldetritus verkittet, unter dem man im Mikroskop kleine Körner von Feldspat und wohl auch Quarz, ferner Chlorit und Muskovit gewahrt. In einem Gestein habe ich als Füllungsmasse zermalnten Titanit gefunden. Die Verschiebungen längs der Sprünge scheinen im allgemeinen sehr gering gewesen zu sein, mitunter Bruchteile von 1 mm. An beiden Seiten der Sprünge sind die Feldspatlamellen oft stark gebogen. Beim Zerschlagen solcher Stücke erhält man deshalb nicht ebene Spaltflächen des Feldspats, sondern gebogene, die statt des gewöhnlichen Glasglanzes des Feldspats einen *fettartigen* Glanz zeigen. Derartige Gesteine scheinen ziemlich allgemein im Hangenden der östlichen Silurfazies vorzukommen. HOLMQUIST<sup>1</sup> erwähnt solche aus der Torneträskgegend, die auch Syenite sind. SVENONIUS scheint solche Gesteine »Kakirit« genannt zu haben. Ich habe sie wegen der meist geringen Bewegung der verschiedenen Körner In-situ-Breccien genannt.

Eine ganz ähnliche Zertrümmerung zeigen, wie schon erwähnt (S. 692—693), die obersten 10—20 m der Silurablagerungen. Hier scheint aber die Bewegung zwischen den verschiedenen Linsen oder Rhomben, die die festen Einheiten des zertrümmerten Gesteins bilden, etwas grösser gewesen zu sein, denn die Oberfläche derselben zeigt häufig Schrammen.

Diese charakteristische Breccienbildung ist hauptsächlich an dem östlichen Rand der den Silur überlagernden Syenit-scholle entwickelt. Zwar trifft man sie häufig in einem Abstand von 10 km von diesem Rand, aber in grösserer Entfernung wird sie seltener.

<sup>1</sup> En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. — Geol. Fören. Förh., Bd 25, S. 40. Stockholm 1904.

Die Metamorphose der zahlreichen Eruptive des Rapadalen befindet sich auf ziemlich verschiedenen Stadien der Entwicklung. Manche Gesteine haben die eruptive Struktur und mineralogische Zusammensetzung fast vollständig beibehalten, andere sind zu Schiefen verschiedener Art vollkommen umgewandelt, in denen keine Spur der ursprünglichen Struktur erhalten geblieben ist.

Die leiseste Metamorphose zeigen diejenigen zahlreichen Gesteine, die nur dünne Quetschzonen an Sprüngen oder auf den Grenzen zwischen den Mineralkörnern erkennen lassen. Bei fortgeschrittener Kataklyse bekleiden sich die Sprünge mit Muskovit, Biotit, Amphibol, Chlorit usw. Die stärkste Umwandlung zeigen die vollständig verschieferten Gesteine, in denen Orthoklas, Mikroklin, Kalialronfeldspat, und Augit fehlen, aber Muskovit, Albit, Zoisit und Hornblende auftreten. Es giebt solche Schiefer, die eine so vollkommen plane Parallelstruktur zeigen, dass man sie vielleicht als sedimentär ansehen könnte, wenn man ihren genetischen Zusammenhang mit den gleich zusammengesetzten Eruptivgesteinen nicht konnte.

Die syenitische Formation des Rapadalen wird hie und da von dünnen Schieferlagern durchzogen, die wenigstens in vielen Fällen als Eruptivgänge zu betrachten sind. Diese Schiefer sind Sericitchloritschiefer, Epidotbiotitamphibolit, Quarzglimmeramphibolit usw. Die Zusammensetzung dieser Schiefer deutet auf Grünsteingänge hin. Dass alle diese Schiefer metamorphosierte Eruptivgänge seien, kann ich jedoch bei dem jetzigen Stande der Untersuchungen keineswegs behaupten.

#### 4. *Die Amphibolitscholle.*

Das Gerippe dieser Formation bilden kristallinische Glimmerschiefer und Quarzite.

Die Glimmerschiefer enthalten sehr häufig Granat und Feldspat und können wohl mitunter metamorphosierte Eruptivgesteine sein. Die Quarzite sind meist grau oder weiss je



nach dem Gehalt an Biotit, der häufig zusammen mit dem allgemeineren Muskovit vorkommt. Als Zwischenglied zwischen den Quarziten und Glimmerschiefern ist ein grauviolettes Gestein zu nennen, das besonders für die unteren Teile der Amphibolitformation charakteristisch ist. Es enthält wohl immer Granat, Muskovit und braunen Biotit als wesentliche Bestandteile. Alle diese Gesteine sind gut kristallinisch und zeigen nunmehr keine klastische Struktur.

Sämtliche Quarzite und die meisten Glimmerschiefer sind feinkörnig, von den verschiedenen Mineralkörnern kann man meist nur die Glimmertafeln mit blossen Auge unterscheiden. Eine Ausnahme bilden gewisse Glimmerschiefer, die häufig grosse Granatkristalle enthalten.

Diese Schiefer müssen sämtlich als jünger als das Grundgebirge und älter als das Silur aufgefasst werden. Sie dürften deshalb die algonkische Formation vertreten und als äquivalent mit der Sevegruppe in Jämtland und der Sparagmitformation in Norwegen zu betrachten sein. Es dürfte ebenfalls dieselbe Schieferformation sein, die die ausgedehnten Hochebenen zwischen dem Tarrekaise und dem Talzug des Sädvajaure und des Hornafvan bildet und von HOLMQUIST<sup>1</sup> als die Schiefer der Sevegruppe bezeichnet worden ist.

Diese Schieferformation im Südsüdosten des Sarekgebirges enthält in ihrem nördlichsten Vorsprung ein bedeutendes Amphibolitmassiv, den Tarrekaise. Es sind die speziellen geologischen Verhältnisse daselbst, die über die zahlreichen hohen Berge und Gipfel des naheliegenden Sarekgebirges sich fortzusetzen scheinen, denn wenigstens in letzterer Gegend treten die zu den algonkischen Schiefen gehörigen Amphibolite und Gabbrodiabase so in den Vordergrund, dass sie quantitativ über die sedimentären Schiefer sehr stark dominieren, die die eigentliche Grundlage der Formation bilden. Ich habe sie deshalb die Amphibolitgruppe genannt. Diese ist es, die durch die Widerstandsfähigkeit der Amphibolite

<sup>1</sup> A. a. O.

und Gabbrodiabase gegen die Erosion die Erhaltung der Gipfel des Sareker Hochgebirges verursacht. *Die Begrenzung des Hochgebirges fällt deshalb mit derjenigen der Amphibolitgruppe zusammen.*

Die Amphibolite dieses Gebietes sind fein- bis mittelkörnige Gesteine, die stets eine ausgesprochene plane Parallelstruktur zeigen, in deren Ebenen die häufig kurzen und dicken Hornblendesäulchen liegen. Die meisten Amphibolite zeigen auch eine angenäherte Parallelorientierung dieser Säulchen, wodurch eine ausgeprägte Streckung zu Stande kommt.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine ist ziemlich einförmig. Der Gehalt an dunkelgrünem Amphibol ist stets gross und dürfte meistens zwischen etwa 50 % und 75 % der Gesamtmenge schwanken. Brauner Biotit kommt nicht häufig, Augit äusserst selten in den gut kristallisierten Amphiboliten vor.

Die hellen Minerale bilden seltener mit dem Amphibol ein körniges Gemenge, häufiger sind sie in sehr flachgedrückte Linsen konzentriert, die in die Hornblendemasse eingeschaltet sind und dadurch die plane Parallelstruktur bedeutend verschärfen. In den gestreckten Amphiboliten sind diese Linsen mehr stenglig als in den anderen. Unter den hellen Mineralen sind Feldspat, Granat und Zoisit die wichtigsten und ungefähr gleich häufig. Der Feldspat entbehrt meistens die Zwillingstrefung; wenn solche vorhanden ist, konstatiert man leicht unter dem Mikroskop, dass er ein Albit ist. Der Granat ist in Dünnschliff ungefärbt, idiomorph, klar oder von poikilitisch eingeschlossenen Mineralkörnern getrübt. Mitunter kommt Chlorit als Neubildung auf Sprüngen im Amphibol und Granat vor. Unter den weniger häufigen hellen Mineralen sind Skapolit und Quarz zu erwähnen. Titanit und Eisen- erz sind häufig in geringeren Quantitäten vorhanden.

Die Amphibolite sind zweifellos Umwandlungsprodukte von Gabbrodiabasen, die auch in frischem Zustand einen grossen Teil der Amphibolitformation bilden. Diese Gabbrodi-



base sind dunkelgraue bis bräunlichgraue Gesteine von diabasartigem Habitus mit leistenförmigen Feldspaten. Mitunter tritt der Feldspat in zwei Generationen auf; die ältere Generation kann sogar ziemlich gross (3—4 mm) werden und besteht dann häufig aus Komplexen mehrerer Individuen. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Feldspatleisten keineswegs so idiomorph begrenzt sind, wie es in den Diabasen der Fall zu sein pflegt, weshalb die Struktur etwas gabbroähnlich wird. Der Augit ist allotriomorph, im Dünnschliff hell grünlich.



Verf. phot. 3. Sept. 1901.

Fig. 1. Struktur der Amphibolitformation in Gipfeln zwischen dem Palkatjåkko (2,020 m) und dem Pärtetjåkko (2,000 m), vom letzteren aus gesehen.

Beide Minerale enthalten häufig zahlreiche Interpositionen, was die dunkle Farbe des Gesteins bedingt. In geringeren Quantitäten ist häufig Titaneisen und Apatit vorhanden.

Zwischen den frischen Gabbrodiabasen und den fertig gebildeten Amphiboliten kommen alle Übergänge vor, wodurch die Herkunft der letzteren aus den ersteren genügend bewiesen wird.

Die Amphibolite treten meist als Lagergänge zwischen den Glimmerschiefeln und Quarziten auf. Mitunter findet man deutliche Apophysen und überschneidende Gänge von Am-

phibolit in dem Nebengestein. Die Eruptionen der Gabbro-diabase dauerten aber lange Zeit an. Unterdessen trafen bedeutende tektonische Störungen des Gesteins ein, neue Spalten wurden geöffnet, die die älteren überschneiden und mit Gabbro-diabas gefüllt wurden. In dieser Weise ging es fort, und dabei entstand nebst den in die Schiefer und Quarzite injizierten Lagergängen ein kompliziertes Netzwerk sich verästelnder, verschiedenalteriger Gänge (Fig. 1 und 2), die fast sämtlich durch



Verf. phot. 15. Juli 1896.

Fig. 2. Die Struktur der Amphibolitformation in den Gebirgswänden östlich vom Sarektjåkkö (2,090 m), vom letzteren aus gesehen.

spätere tektonische Störungen verworfen, gebogen oder gefaltet sind. Geradlinige Gänge von bedeutender Ausdehnung kenne ich nicht aus der fraglichen Formation. In gewissen Gegenden des Gebietes, wie dem Nordabhang des Perikpakte, des Äpartjåkkö und des Ruopsoktjåkkö, treten die Amphibolite und Gabbro-diabase so überwiegend auf, dass diese Teile der Berge fast ausschliesslich aus eruptivem Grünsteinmaterial bestehen, während die algonkischen Schiefer fast fehlen.



In der Amphibolitgruppe kommen Kalksteine nicht allzu selten vor. Sie enthalten häufig Schichten von Grünsteinen und anderen noch nicht näher untersuchten, gegen die Verwitterung resistenten Schichten, die häufig stark gefaltet sind, während der Kalkstein sich ganz plastisch verhalten hat.

Die stratigraphische Stellung der im Sarekgebiete vorkommenden Peridotite, Serpentine und Magnesite ist noch etwas unsicher. Die Olivinfelse führen Bronzit und zeigen dadurch eine gewisse Verwandtschaft mit den Olivinpyroxeniten und Olivinabbrogesteinen der Syenitscholle, kommen aber, soweit ich sie kenne, nicht zusammen mit dem Syenit vor, sondern in den untersten Schichten der Amphibolitscholle. Das erste Vorkommen in der Gegend vom Sarek ist von SVENONIUS<sup>1</sup> bereits im Jahre 1883 am Ruopsokvaratj südlich vom Luobme im Njåtsosvagge erwähnt worden. Ähnliche Vorkommen sind an einer ganzen Reihe von Fundorten längs der skandinavischen Gebirgskette bekannt. Ich habe an mehreren Stellen im Sarekgebiet Olivinfelse in losen Blöcken gefunden, die lokal so angehäuft waren und unter solchen Verhältnissen vorkamen, dass sie auf eine Herkunft aus naheliegenden festen Felsen hindeuten. Es bleibt aber noch übrig, die Vorkommen im festen Gestein aufzusuchen.

Im Westen des Hochgebirges auf dem Luto und Alatjåkko trifft man Serpentine reichlich an. Zusammen mit Olivinfels und Serpentin kommt Magnesit häufig vor. Letzterer erhält mitunter in der Weise das Übergewicht, dass der Magnesit die Hauptsache wird und die Vorkommen als Magnesitlager erscheinen.

Diese Magnesitlager scheinen ebenfalls zu den untersten Niveaus der Amphibolitscholle zu gehören.

---

<sup>1</sup> Nya olivinstensförekomster i Norrland. Geol. Fören. Förh., Bd 7. S. 201. Stockholm 1884.

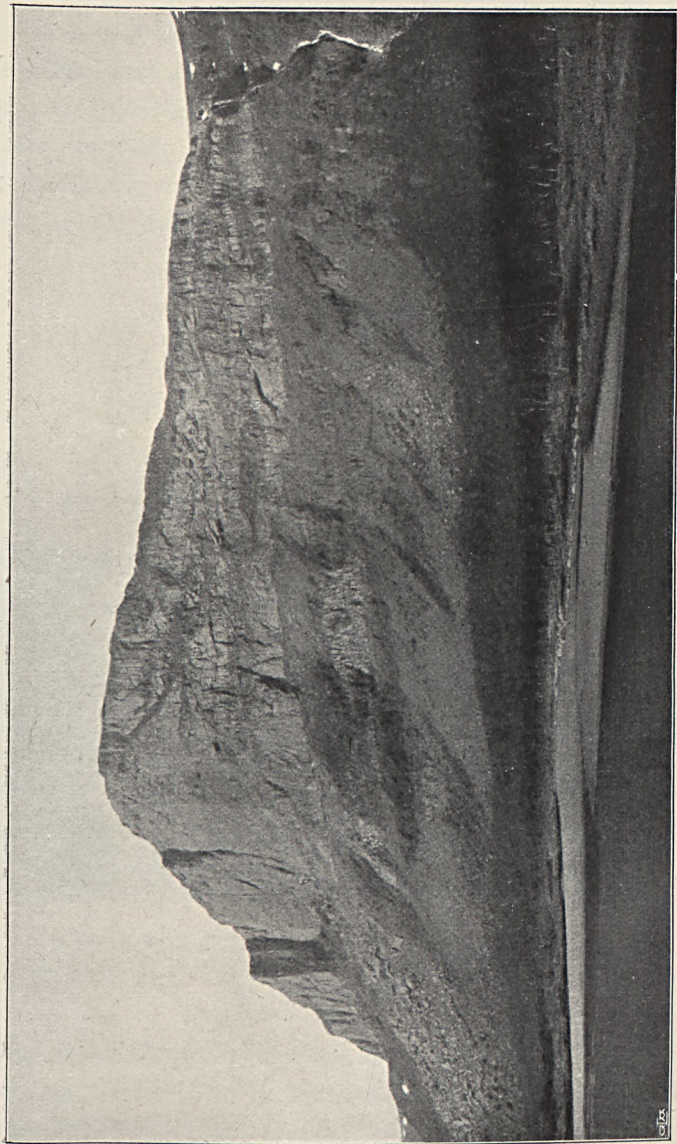
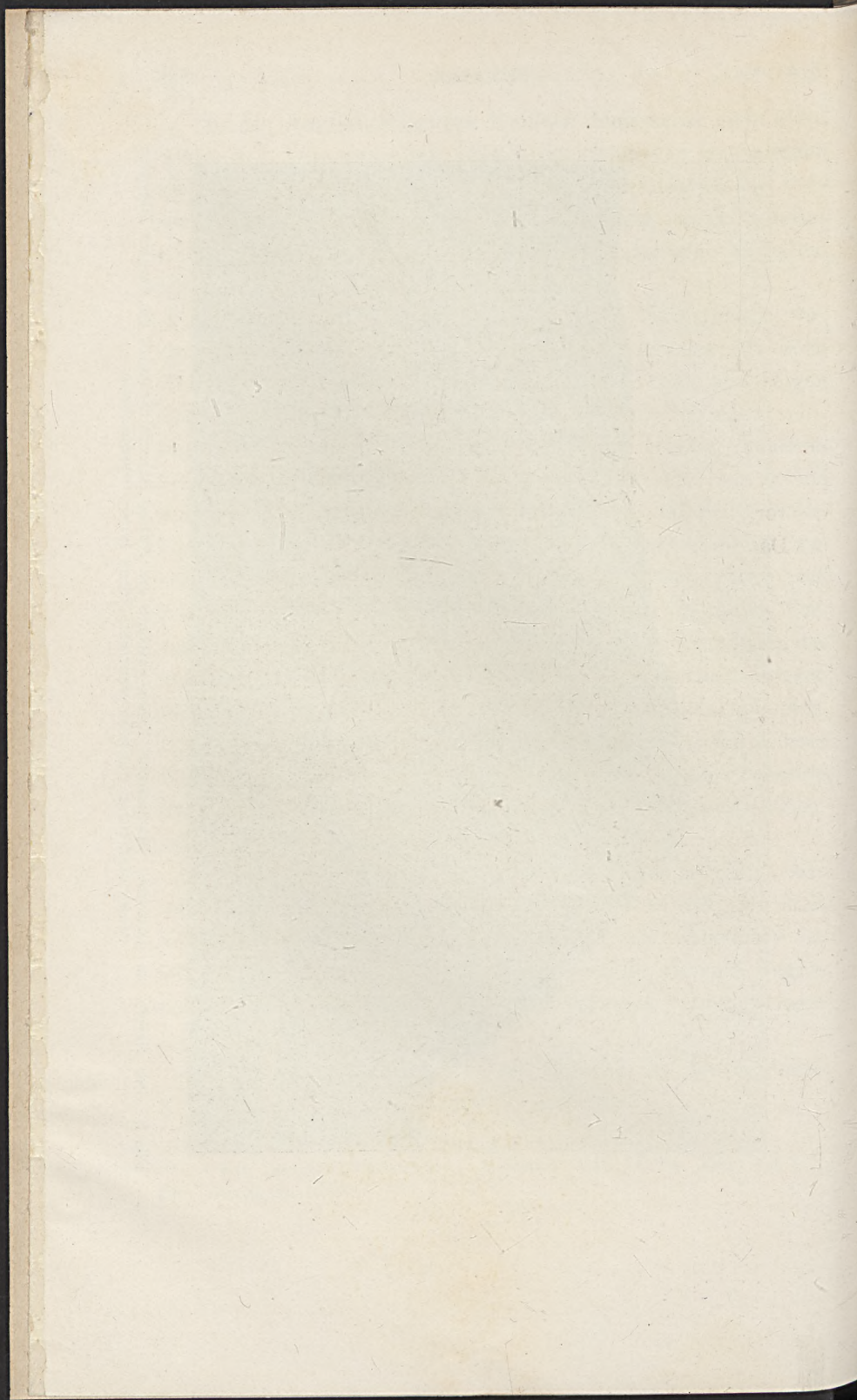


Fig. 3. Der Skerfe am Laitaure. Der unterste Felsen oberhalb des Waldes ist roter Granulit, die darüber folgenden Stufen sind Silur, die hohe senkrechte Wand ist die Syenitscholle.

Verf. phot. 21. Juli 1903.





Saurere Eruptivgesteine scheinen in der Amphibolitgruppe nur ausnahmsweise vorzukommen und scheinen keine Verwandtschaft mit denjenigen der Syenitscholle zu zeigen. Im Sarektjåkko und Akavare habe ich Gänge von Granit beobachtet. Sie weichen von den mit dem Syenit verwandten Graniten stark ab.

Der Granit von Akavare ist ein Kaligranit mit etwa doppelt so viel Kali als Natron.

#### Die Tektonik der Sarekgegend.

Die östliche Silurfazies liegt verhältnismässig ungestört auf ihrer Unterlage. Diese besteht entweder aus Quarziten



Verf. phot. 3. Aug. 1909.

Fig. 4. Nordwestende des Tjaska am Stora Sjöfallet. Unten horizontale Schichten des Silurs, oben geneigte (sekundäre) Parallelstruktur des Silurs und der Syenitscholle.

oder aus roten Syenitgranuliten oder roten Graniten. Wenigstens am Ostrand der Silurbildungen liegen die untersten Schichten regelmässig horizontal (Fig. 3 u. 4) und lassen keine durch Druck entstandenen sekundären Strukturen erkennen. Die Schichten der obersten 10—20 m dagegen sind überall, wo ich die Verhältnisse näher erforscht habe, zu einer aus lauter



kleinen, etwa linsenförmigen Scherben bestehenden Breccie zerdrückt. Der Kontakt zwischen dem Silur und der Syenitscholle scheint in seinen östlichen Teilen ziemlich horizontal zu liegen, weiter nach Westen neigt er beträchtlich nach NW, in dem er sich in immer tiefere Silurschichten senkt. Am Stora Sjöfallet z. B. trifft man in den Bergen Luleb Kirkao und Tjaska (Fig. 4) die silurischen Tonschiefer bis 300 *m* über dem See Langasjaur an, aber die Grenze zwischen der Syenitscholle und dem Silur senkt sich allmählich nach NW, so dass an dem grossen Wasserfall selbst der Kontakt auf dem Sandstein ruht, der hier nicht mehr horizontal liegt, sondern 15°—20° und mehr nach NW neigt. Hier endigen die Silurschichten, nachdem sie auf einer Strecke von ungefähr 12 *km* sichtbar gewesen sind.

In etwa derselben Weise kann man die Silurschichten, die am Ostrand der Syenitscholle sichtbar sind, eine kurze Strecke in den nach NW eingeschnittenen Tälern verfolgen, ehe sie unter die Oberfläche heruntertauchen. Im Rapadalen scheinen die Silurschichten in den kleinen Bergen Litnokvaratj und Rittok unter die Gesteinsoberfläche zu sinken. Am Sitojaure habe ich sie nicht westlicher als in dem östlichsten der drei vom Berge Valak kommenden Bäche gefunden.

Die Syenitscholle ist oberhalb des Kontaktes in feinkörnige verschieferte Gesteine zerquetscht und ausgewalzt. Selbst in grosser Entfernung vom Kontakte findet man eine sehr charakteristische Quetschung des Syenites, nämlich den oben (S. 702) erwähnten Kakirit oder die In-situ-Breccia, die noch in einer Entfernung von 5—10 *km* vom Rande der Scholle allgemein vorkommt.

Diese mechanische Zertrümmerung sowohl der obersten Silurlager als der obenliegenden Syenitscholle spricht sehr zu Gunsten einer starren Überschiebung des Syenits über das Silur. SVENONIUS, der besonders die Berge in der Nähe des Stora Sjöfallet untersucht hat, ist zu der Ansicht gekommen, dass die Granite (Syenite) sich über das Silur als meh-

rere auf einander folgende Eruptivdecken ausgebreitet hätten.<sup>1</sup> Wenn diese Ansicht richtig wäre, sollte man aber erwarten, in der obenliegenden Scholle typische Ergussgesteine zu finden; das ist aber keineswegs der Fall. Die im Hangenden des Silurs auftretenden Gesteine haben keine porphyrische Struktur, sondern durchweg einen ausgesprochenen Tiefenhabitus, und im Silur selbst fehlen alle pyrogenen Kontakterscheinungen. Die Abwesenheit solcher Kontakterscheinungen im Silur und der porphyrischen Struktur im überliegenden Syenit sowie das Vorkommen ausgeprägter Quetscherscheinungen an beiden Seiten des Kontaktes beweist genügend, dass hier Überschiebung starrer Massen und nicht Erguss schmelzflüssiger Laven vorliegt. Man darf aber nicht annehmen, dass die *ganze* Bewegung der Syenitscholle auf dem Silur als Unterlage stattfand, denn dieselbe enthält auch andere mehr oder weniger horizontal liegende Zonen von Verschieferung und Zertrümmerung, nach denen Bewegungen stattgefunden haben, die aber wegen des Fehlens so leicht erkennbarer Leitlager wie des Silurs schwieriger zu verfolgen sind.

Die Syenitscholle zeigt ein anderes ausgeprägtes Strukturelement, das mit der Überschiebung in Verbindung zu stellen ist. Es ist dies eine ungefähr nach NW 15°—30° fallende Parallelstruktur (Fig. 5), die meistens ebenfalls in den obersten Schichten des Silurs (Fig. 4) nachgewiesen werden kann. Ausser dieser neigenden Parallelstruktur kommt auch eine horizontale vor. Da im ganzen Gebiete die Grenzen der verschiedenen Gesteine im allgemeinen etwa horizontal verlaufen, muss die gegen NW neigende Struktur in den meisten Fällen eine sekundäre sein. Ich betrachte sie als durch Druck entstandene Verschieferung und als Sprünge, die z. T. durch andere Gesteine später ausgefüllt sind.

Die Anordnung dieser nach NW neigenden Strukturflächen zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit der Orientie-

<sup>1</sup> Öfersikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. — Geol. Fören. Förh. Bd 22. S. 315. 1900.



rung der Strukturflächen in einer Gletscherzunge. Wenn wir die oberhalb des Silurs liegende Syenitscholle als eine von NW nach SO gleitende Gesteinsdecke betrachten, so würden diese Strukturflächen nach entgegengesetzter Richtung geneigt sein wie die Bewegung. In derselben Weise sind die Strukturflächen in der Gletscherzunge orientiert. Ich habe nachgewiesen, dass die letzteren nichts mit der Schichtung des Schnees zu tun haben, sondern Sprünge darstellen, nach welchen kleine Verschiebungen stattgefunden haben.<sup>1</sup>

Die Syenitscholle scheint die ganze Breite des untersuchten Gebietes einzunehmen. Sie hat aber im Kukkesvagge ein längliches Loch, ein s. g. Fenster, worin Schichten von Tonschiefer und Blauquarz (vergl. S. 693 und die Karte Taf. 30) wieder zu Tage treten. Diese sind stark gefaltet und enthalten hier und da Syenit- oder Gneisschollen eingeschlossen, im grossen und ganzen scheinen sie aber eine in NW—SO-licher Richtung streichende Falte zu bilden. Die Unterlage dieser Schichten scheint ein meist stark gepresster Porphyrit zu sein. Dass die Tonschiefer und der Blauquarz der östlichen Silurfazies angehören, der sie vollkommen ähneln, ist wohl zweifellos; dann würde der Porphyrit wahrscheinlich dem östlichen Grundgebirge zuzurechnen sein. Die Entfernung von dem westlichsten Punkt des Silurs im Kukkesvagge bis zu dem Ostrand der Syenitscholle beträgt aber in der NW—SO-Richtung etwa 40 km. Es scheint mir, dass wir hier eine Bestimmung der Minimalbewegung der Scholle haben.

Es ist aber wahrscheinlicher, dass die Scholle viel weiter gefahren ist. Die in ihr enthaltenen Gesteine weichen von demjenigen, die das Grundgebirge im Osten zusammensetzen, stark ab. Die tektonischen Verhältnisse können also keineswegs in der Weise erklärt werden, dass etwa in einer Ent-

---

<sup>1</sup> Über die Parallelstruktur des Gletschereises. — IX. Congrès internat. de Géographie. Comptes rendus. II. Genève 1910. — Eine ausführliche Darstellung desselben Gegenstandes wird im Werke »Naturwiss. Untersuch. des Sarekgebirges« erscheinen.

fernung von 40 km von dem jetzigen Ostrand des Silurs das Grundgebirge aufgebrochen und über das Silur hinübergeschoben wäre. Wahrscheinlich ist die Syenitscholle aus weit entlegeneren Gegenden gekommen. Es ist denkbar, dass weitere Untersuchungen im Nordwesten und zwar innerhalb des norwegischen Gebietes Aufschlüsse in dieser Beziehung geben könnten.

Im Westen des Sareker Hochgebirges sind meine Untersuchungen noch allzu unvollständig, um sichere Schlussfolgerungen zu gestatten. Nach den bis jetzt gemachten Beobachtungen scheint aber die daselbst vorkommende Formation von Phylliten und sandigen Kalksteinen, die wohl zweifellos als Silur zu betrachten ist, auf der Syenitscholle abgelagert zu sein. Die Phyllite der Luottoebene, die ich als vermutlich der westlichen Silurfazies zuzurechnende Schichten angesehen habe, scheinen ebenfalls auf der Syenitscholle zu liegen. Diese phyllitischen, wahrscheinlich silurischen Schiefer wären also zusammen mit oder lieber auf der Syenitscholle von NW nach SO gegliedert.

Auf die Syenitscholle mit den darauf aufruhenden Phylliten folgt die Amphibolitscholle, die auch beträchtliche Mengen von Quarziten und Glimmerschiefern enthält. Hinsichtlich der Herkunft dieser Amphibolite könnte man sich a priori mehrere Möglichkeiten denken.

1) Die Syenitscholle könnte als ein unterhalb der Amphibolitgruppe injizierter Lakkolith aufgefasst werden. Dann würde man jedoch wohl erwarten, in der von Sprüngen so stark durchsetzten Amphibolitscholle Syenit und andere dazu gehörende Gänge zu finden. Das ist aber nicht der Fall. Die Granitgänge, die man findet, haben eine von derjenigen der dem Syenit angehörenden Gesteine abweichende Zusammensetzung (vergl. S. 709).

2) Die Amphibolite könnten als Gabbrodiabase betrachtet werden, die die Syenitscholle durchdrungen hätten. Man würde dann aber erwarten, die Gabbrodiabase, die durch un-



zählige Eruptionen die Amphibolitscholle durchwoben haben, in der Syenitscholle auch häufig zu finden. Das tut man aber nicht. Diabasische Gesteine sind da sehr selten. Aber auch wenn man die Amphibolite als durch die Syenitscholle hervorgedrungene Eruptivgesteine betrachtet, kann man dadurch nicht die abnorme Lage der mächtigen Lager von kristalli-



Verf. phot. 28. Juli 1903.

Fig. 5. Nordabhang des Pelloreppen im Rapadalen. Oben die dunkle Amphibolitformation, darunter mit etwa horizontalem Kontakt die Syenitscholle. Letztere zeigt zwei Parallelstrukturen: eine etwa horizontale und eine ungefähr  $20^\circ$  nach NW (rechts) geneigte.

nischen Quarziten und Glimmerschiefern oberhalb des Silurs erklären.

Sind aber weder die Syenite unter der Decke der Amphibolitscholle injiziert noch die Amphibolite durch die Syenitscholle hervorgebrochen, dann bleibt nichts anderes als die Annahme übrig, dass erstere Scholle als eine hauptsächlich fertige Bildung über die Syenite übergeschoben worden ist.

Die tektonische Stellung der Amphibolitscholle ist auch derjenigen der Syenitscholle ganz analog. Erstere liegt auf der westlichen Silurfazies ungefähr wie letztere auf der östlichen.

Die Kontakterscheinungen auf der Grenze zwischen der Amphibolitgruppe und der Syenitgruppe habe ich nur erst an wenigen Punkten im Rapadalen untersucht. Ich habe da in der Nähe der Grenze meistens die Ausbildung äusserst stark verschieferter Gesteine gefunden, hier und da mit sehr



Verf. phot. 24. Juli 1909.

Fig. 6. Amphibolitmütze des Läddepakte schief von unten von einem Absatz in 900 m Höhe gesehen.

energischen Faltungen verbunden, bei denen mitunter die beiden Formationen mit einander vermengt waren. Das starre Brechen in linsenförmige Stücke, das für den Kontakt zwischen dem Syenit und der östlichen Silurfazies so charakteristisch ist, kommt bei dem Kontakt mit der Amphibolitscholle weniger zum Vorschein, tritt jedoch auch auf sowohl im Amphibolit als in dem violetten Quarzit. Die ganze Amphibolitformation macht aber ebenso wie die Syenitformation den Eindruck einer zu wiederholten Malen zerquetschten und immer wieder zusammengeheilten Gesteinsmasse.



Die Amphibolitscholle zeigt im allgemeinen — gerade wie die Syenitscholle — eine ungefähr nach Nordwesten geneigte plane Parallelstruktur. Wie wenig diese mit einem Aufbau von nach diesen Ebenen auf einander gelagerten Gesteinsschichten zu tun hat, geht unmittelbar aus der Tatsache hervor, dass die Unterfläche der Amphibolitgruppe im Westen etwa ebenso hoch liegt wie im Osten. Bei dem vorhandenen Abstand von etwa 40—50 *km* würde sich diese Fläche aber selbst bei einem so geringen mittleren Fallen wie 12° ungefähr um 10 *km* senken. Diese Grenzfläche bleibt aber trotz der Neigung der Strukturflächen im grossen und ganzen horizontal, wie man auch an den Bildern Fig. 5 und 6 sieht.

Ziemlich beträchtliche Abweichungen von der Horizontalität zeigt diese Grenzfläche aber lokal an verschiedenen Stellen. Im Rapadalen zwischen Pelloreppe und Stuurra Skårkas bildet sie eine deutliche, wenn auch flache Antiklinale (vrgl. den Querschnitt Taf. 30) mit der Achse in der Richtung NW—SO.<sup>1</sup> Zwischen Läddepakte und Älkatj biegt diese in nord-südliche Richtung um.

Das NW—SO-liche Fallen der Parallelstrukturflächen ist auch nicht ausnahmslos. In dem nördlichen Teile der Amphibolitscholle zwischen Stuur Nijak und Äpartjåkko zeigen die Strukturflächen ziemlich übereinstimmend ein NW—SO-liches Streichen und ein Fallen unter die Gebirgsmassive. Wahrscheinlich beruht dies auf einer schwachen Faltung der Scholle nach einer NW—SO-lichen Achse. Solche Faltungen quer zu der Längsachse der skandinavischen Gebirgsachse scheinen nicht selten zu sein. HOLMQUIST<sup>2</sup> erwähnt ähnliche aus der Gegend zwischen Kvikkjokk und Sulitelma. Auf Grund der Überschiebungstheorie ist diese Biegung der Amphibolitscholle nach einer der Bewegungsrichtung der Scholle

---

<sup>1</sup> Vgl. auch Taf. 31. Fig. 2 in der folgenden Abhandlung über die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges.

<sup>2</sup> A. a. O.

parallelen Achse durch eine Vertiefung oder ein Tal in der unterliegenden Scholle leicht erklärlich.

Die drei hauptsächlich eruptiven Formationen der fraglichen Gegend von Schwedisch-Lappland bilden gleichsam drei verschiedene Welten für sich, die sowohl petrographisch als topographisch und biologisch nicht vieles gemeinsam haben. Die schwach welligen Ebenen der roten Granite und Granulite im Osten tragen dichte Nadelwälder, die wegen ihrer Entlegenheit noch von der Axt verhältnismässig unberührt geblieben sind. Auf den Abhang der grauen Syenitscholle steigen nur noch die Birken hinauf, während ihre Oberfläche als eine mittelgebirgige Tundra erscheint. Darüber erheben sich die schwarzen, von Schneefeldern weissfleckigen Bergriesen der Amphibolitformation. In den hochliegenden Tälern zwischen ihnen finden wir die Gletscher.

#### Theoretische Schlussbetrachtungen.

Im Vorhergehenden habe ich mir erlaubt, der Tektonik des Sarekgebirges eine Deutung zu geben, die mit der von mehreren anderen skandinavischen Geologen für die Tektonik anderer analoger Gebiete der skandinavischen Gebirgskette angenommenen übereinstimmt. Wenn die ausgezeichneten Untersuchungen TÖRNEBOHMS über die Überschiebungen in Jämtland und andere Untersuchungen derselben Art an der skandinavischen Gebirgskette nicht ausgeführt wären, so vermute ich, hätte ich nicht Phantasie und Mut genug gehabt, um die Überschiebungstheorie für das Sarekgebirge zu erfinden und anzunehmen, obgleich ich so viele Stützen für diese Anschauung gefunden habe. Ich glaube, man könnte etwa dasselbe für viele andere Gebiete der langen Zone der Deckenschollen in der fraglichen Gebirgskette sagen. Für jeden einzelnen Punkt hat diese Theorie noch die Tendenz, Zweifel



zu erregen, wenn man aber das Zeugnis der unzähligen verschiedenen Punkte zusammennimmt, dann erscheint die Theorie sehr überzeugend.

Die tektonischen Verhältnisse des Sarekgebirges zeigen besonders eine gewisse Übereinstimmung mit derjenigen des Jotunheimen. In beiden Gebieten wird die Silurformation von einer hauptsächlich aus Tiefengesteinen bestehenden Gesteinsmasse überlagert, die an der Unterlage keine pyrogenen Kontaktwirkungen ausgeübt hat. Dagegen scheinen sich in beiden Gebieten am Kontakt bedeutende Zonen starker Zerquetschung und Verschieferung gebildet zu haben. Trotzdem ist für den Jotunheimen von REKSTAD und BJÖRLYKKE, für die Gegend des Stora Sjöfallet von SVENONIUS ein postsilurischer Erguss der Eruptivgesteine über das Silur angenommen. Die Kontaktverhältnisse, das Fehlen porphyrischer Gesteine usw. machen dies indessen nicht wahrscheinlich. Für die Gegner der Überschiebungstheorie wird aber auch, wenn man die Eruptive als postsilurisch erklären könnte, nicht viel gewonnen, denn in den meisten Gebieten werden die silurischen Schichten von kristallinen Schiefen sedimentären Ursprungs bedeckt, die als präsilurisch angesehen werden müssen. Eine besondere Annahme hinsichtlich der Eruptivgesteine hilft also nicht um diese Theorie herumzukommen.

In der Gegend südwestlich von dem Sarekgebiet glaubt HOLMQUIST gefunden zu haben, dass die silurischen Sedimente der östlichen Fazies am *Ufer* der aus algonkischen Schiefen gebauten Berge abgelagert und später von diesen durch Überschiebungen *geringen* Betrages bedeckt wurden. Dass an gewissen Punkten die silurischen Schichten durch geringfügige Bewegungen älterer Gesteinslager überdeckt worden sind, darf wohl als wahrscheinlich betrachtet werden. Eine allgemeingültige Bedeutung für die Erklärung der Tektonik der Gebirgskette dürfte diese Auffassung jedoch nicht haben. Im allgemeinen kann aber die Annahme einer mehrseitigen Ausbreitung des Hangenden des Silurs durch geringe Über-

schiebungsbewegungen nicht genügen, um die in der etwa 100 *km* breiten Zone der Deckenschollen überall vorkommende abnorme Lagerung zu erklären. Es würde wohl wahrscheinlicher sein, wenn die Silurschichten in Fjorden abgelagert wurden, dass erstere während der langen Postsilurzeit wegerodiert und die Täler breiter wurden. Und wie könnte man mit dieser Theorie die Tektonik der zahlreichen isolierten Berge erklären, die rundum immer dieselbe abnorme Lagerung erkennen lassen? Solche Berge sind in Norwegen zahlreich, z. B. der Nupseggen, der Haarteigen, der Hardangerjökeln, der Hallingskarven. Der Ansätten und der Landverkshöjden in Jämtland sind ähnlich gebaut. Endlich bleibt die abnorme Überlagerung in den Fenstern der Schollen von Jämtland und der Sarekgegend bei der Theorie der geringen Überschiebung unerklärlich. Dass die Überschiebungen in der fraglichen Zone der skandinavischen Gebirgskette ziemlich gross gewesen, darauf deutet somit alles hin.

In welcher Weise die Überschiebungen zu Stande gekommen sind, ist noch in Dunkel gehüllt. TÖRNEBOHM hat in dieser Hinsicht keine bestimmte Meinung ausgesprochen. Nach seinen Darstellungen sollte die 130—140 *km* breite Scholle von Jämtland wenig westlich von der Reichsgrenze unter das Silur des Trondhjemsbeckens hinuntertauchen. In der Scholle selbst ist die Schichtfolge fast stets normal, in der Nähe der Wurzelinie sollen aber Invertierungen vorkommen. Mehrere Darstellungen von TÖRNEBOHM deuten darauf hin, dass er sich wenigstens den Anfang der Überschiebung als eine nach SO überschobene, liegende Falte gedacht hat, in der dann der Mittelschenkel ausgewalzt wäre. Eine solche Auffassung ist aber wegen der geringen Dicke der Scholle, die fast nur 1 % der Breite derselben beträgt, undenkbar.

Die tektonischen Verhältnisse der skandinavischen Deckenschollen sind noch am besten an ihren Osträndern bekannt, die im allgemeinen zentraler und besser zugänglich liegen. Für die Erklärung des Vorganges, durch welchen die ab-



norme Überlagerung zu Stande gekommen ist, ist aber eine genauere Kenntnis der Tektonik am Westrand der Schollen von noch grösserem Gewicht. Sowohl TÖRNEBOHM als HOLMQUIST scheinen zu meinen, dass sie unter das Silur im Westen heruntertauchen. Wenn dies wahr ist, so kann meiner Meinung nach überhaupt keine Überschiebung stattgefunden haben. Statt deren muss man dann eine *Unterschiebung* der früher im Osten der Deckenscholle liegenden Berglager unter dieselbe annehmen.

Eine solche Auffassung ist früher von HOLMQUIST<sup>1</sup> für Jemtland z. T. aus anderen Gründen vertreten worden. Die jetzige Deckenscholle sollte dabei hauptsächlich an seinem ursprünglichen Platz geblieben sein, während die Erdkruste darunter und östlich von derselben schief nach unten und in westlicher Richtung gepresst wurde, indem gleichzeitig das Silur des Trondhjemsbeckens gefaltet, und da es jetzt kein hohes Gelände einnimmt, z. T. mit in die Tiefe geschleppt wurde.

Die Zusammenschrumpfung der Erdkruste, die durch diese Bewegungen hätte stattfinden sollen, würde nach HOLMQUIST etwa 200 km betragen. Wahrscheinlich ist dieses Mass jedoch eher zu gering als zu gross, denn die Deckenscholle hat nach den letzten Angaben von HÖGBOM<sup>2</sup> eine maximale Breite von nicht weniger als 140 km. Dann kommen auf die Verkürzung durch die energische Faltung des Trondhjemmer Silurs nur 60 km, was allzu wenig erscheint. Wir können uns aber mit 200 km begnügen. Dieser Betrag ist jedoch schon ungefähr  $\frac{1}{2}$  % des ganzen Erdumkreises. Als wirkende Ursache bei einer solchen Verminderung der Erdoberfläche denkt man sich die Abkühlung des Erdinneren, wodurch die Erdkruste zu gross werde. Man kann sich aber nicht denken, dass die da-

<sup>1</sup> Bidrag till diskussionen om den skandinaviska fjällkedjans tektonik. — Geol. Fören. Förh., Bd 23, S. 55. Stockholm 1901.

<sup>2</sup> Studies in the post-Silurian thrust region of Jämtland. — Geol. Fören. Förh., Bd 31, S. 289. Stockholm 1909. (Auch als Publikation des Geologenkongresses erschienen.)

durch hervorgerufenen Spannungen nur an einem Ort aufgelöst werden. Wenn wir aber die gleichzeitige Bildung z. B. vier solcher Gebirgsketten wie die skandinavische annehmen, steigt die dadurch verursachte Verkürzung des Erdumkreises auf 2%. Offenbar würde diese Schrumpfung der Erdoberfläche eine ganz enorme Abkühlung des Erdinneren voraussetzen, da man wohl für dasselbe wegen des enormen Druckes nicht viel höhere Ausdehnungskoeffizienten als für feste Körper annehmen darf.

Viele theoretische Gründe sprechen also *gegen* die Annahme einer *Unterschiebung*. Ich glaube auch, dass die einzige gültige Ursache einer solchen Annahme, nämlich das Untertauchen der Überschiebungsscholle im Westen, noch einer Bestätigung bedarf. Für TÖRNEBOHM war die Feststellung der Wirklichkeit einer Überschiebung und des Betrages derselben die Hauptsache, und er scheint ihrem Westrand keine grosse Aufmerksamkeit gewidmet zu haben, wozu kommt, dass die Zusammensetzung der Scholle stark wechselt und eine Diskontinuität derselben deshalb leicht übersehen werden konnte.

Für die Gegend südlich der Linie Kvikkjokk—Sulitelma nimmt HOLMQUIST ein Sinken der algonkischen Scholle unter die westliche Silurfazies an. Nach HOLMQUISTS eigenen Worten ist diese Annahme jedoch hauptsächlich auf das vermutete allgemeine nordwestliche Fallen der Schichten begründet, wodurch nach NW immer jüngere Ablagerungen kämen. Im Sarekgebirge hat es sich aber ergeben, dass das allgemeine nordwestliche Fallen z. T. eine sekundäre Struktur ist.

Die Annahme eines Heruntertauchens der Überschiebungsscholle unter die westliche Silurfazies scheint deshalb noch nicht sicher bewiesen, und dann ist auch die Theorie der Unterschiebung nicht nötig. Letztere ist auch deshalb nicht wahrscheinlich, weil die östliche Silurfazies ziemlich ungestört liegen geblieben ist. Dies würde aber überraschend sein, wenn die eigentliche Bewegung in derselben und ihrer Unter-



lage stattgefunden hätte. Ich glaube deshalb, dass man für die Zone der Deckenschollen der skandinavischen Gebirgskette zu natürlicheren Ergebnissen kommt, wenn man für dieselbe ein einfaches Hinabgleiten der Schollen von W oder NW nach O oder SO annimmt, wie H. SCHARDT es für die Alpen angenommen hat. Eine solche Auffassung ist schon früher von BRÖGGER<sup>1</sup> als denkbar in kurzen Zügen dargestellt worden.

Wenn man die SCHARDT'sche Auffassung anwenden will, findet man aber, dass die uns jetzt zugänglichen Teile der skandinavischen Gebirgskette nicht genügen, um die Herkunft der Deckenschollen zu erklären. Die grosse Scholle in Jämtland kann nicht von dem gefalteten Silur in dem Trondhjemischen herkommen, und man kann auch nicht annehmen, dass dieses Silur früher von den Gesteinen der Scholle bedeckt gewesen wäre, denn das wäre ja schon eine abnorme Überlagerung. Letztere müssen also von einer jetzt gesunkenen Zentralzone herrühren, die westlich von der westlichen Silurfazies lag. Die Annahme einer solchen Zone hat nichts Unwahrscheinliches, sie fehlt eben — kann man sagen — in der Vollständigkeit der jetzigen Gebirgskette. Die Hypothese von einer einst höheren Zentralzone im Westen findet eine Stütze auch in der Beobachtung von WRÅK,<sup>2</sup> dass die ältesten Talbildungen Nordskandiaviens (seine Tuipal- und Borsugenerationen) eine viel weiter nach NW gelegene Wasserscheide voraussetzen, da sie selbst in Norwegen nach SO neigen.

Es scheint mir, dass die Annahme einer solchen hochliegenden Zentralzone, die hauptsächlich aus Grundgebirge, algonkischen Schiefen und Eruptivgesteinen bestand, und von welcher Schollen sich ablösten und über die Niederungen ausbreiteten, keine unwahrscheinlichere Theorie ist als die früher

<sup>1</sup> Norge i det nittende aarhundrade. Bd 1, S. 13. Kristiania 1900.

<sup>2</sup> WALTER WRÅK, Bidrag till Skandiaviens Reliefkronologi. — Ymer 1908, S. 148.

aufgestellten. Die Schollen ruhen fast überall auf dem Silur. Dieser Umstand stützt die Theorie beträchtlich, denn für das Zustandekommen des vermuteten Herabgleitens ist eine Unterlage von wenig widerstandsfähigen, verhältnismässig plastischen Gesteinen selbstverständlich vom grössten Gewicht gewesen. Solche die Bewegung fördernde Lager könnten in der Zentralzone algonkische Schiefer gewesen sein.

Häufig scheint man geglaubt zu haben, in den skandinavischen Deckenschollen die Einheiten der Bewegung zu finden. Sowohl TÖRNEBOHM als HÖGBOM heben jedoch hervor, dass auch wenigstens geringere Verschiebungen nach anderen Ebenen als der Hauptüberschiebungsfäche stattgefunden haben. Im Sarekgebirge deutet vieles darauf, dass zwei übereinander liegende Schollen vorhanden sind. Beide würden zum grossen Teil auf Silurschichten ruhen. Ausserdem haben aber auch — wahrscheinlich geringere — Bewegungen nach anderen, noch nicht näher definierbaren Flächen stattgefunden.

Die Theorie des durch die Schwerkraft hervorgerufenen Herabgleitens der Schollen setzt keine enorme Verminderung der Erdoberfläche voraus. Es genügt für diese Theorie anzunehmen, dass eine grosse Aufbiegung der Erdoberfläche stattgefunden habe. Diese kann z. T. lediglich durch eine unregelmässige Verteilung der schweren Massen im Inneren der Erde verursacht sein. An einer Stelle, wo verhältnismässig leichte Massen vorhanden waren, musste eine Erhöhung der Erdkruste entstehen, an anderen, wo schwere Massen lagen, mussten Senkungen, Meere, sich bilden. Die durch die Schrumpfung des Erdkerns verursachten Spannungen konnten diese Unebenheiten der Oberfläche noch verschärfen und auch Faltungen verursachen. In den Erhöhungen wirkt selbstverständlich immer eine Komponente der Schwerkraft nach aussen, die unter günstigen Umständen sich geltend machen und Herabgleitungen verursachen dürfte.

Die hier dargestellte Anschauung ermöglicht auch eine Auffassung von den Schwereanomalien der Gebirge und der



Meere und von dem häufigen Vorkommen älterer Gesteine und besonders des Grundgebirges in den Zentralzonen der Gebirgsketten. In dem Masse, wie die jüngeren Schichten theils durch Herabgleiten, theils durch die Erosion von den höchsten Teilen eines Gebirges entfernt werden, wird das unterliegende Grundgebirge entblösst und durch die verminderte Last emporgehoben.

---

## Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges.

Von

AXEL HAMBERG.

(Hierzu Taf. 31—32).

### Inhalt.

*Die Geomorphologie des festen Gesteins.*

*Die eiszeitlichen Verhältnisse der Sarekgegend.*

Die Uferlinien.

Die Bewegungsrichtungen des Eises.

Die Frequenz der Endmoränen.

Die eisgestauten Seen und glazialen Ströme.

Eiszeitliche Geschichte des Sarekgebirges.

Die postglazialen Klimaschwankungen.

*Die postglaziale und rezente Erosion und Akkumulation.*

In einer vorhergehenden Abhandlung<sup>1</sup> habe ich gezeigt, dass die Gesteinsmassen, die das Sarekgebirge und seine nächste Umgebung bilden, auf folgende vier, in der Reihe von oben nach unten gerechnete tektonische Gruppen verteilt werden können:

Die Amphibolitscholle,

Die Syenitscholle,

Die Silurformation der östlichen Fazies,

Das Grundgebirge im Osten.

<sup>1</sup> Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. — Geol. Fören. Förh. 32.

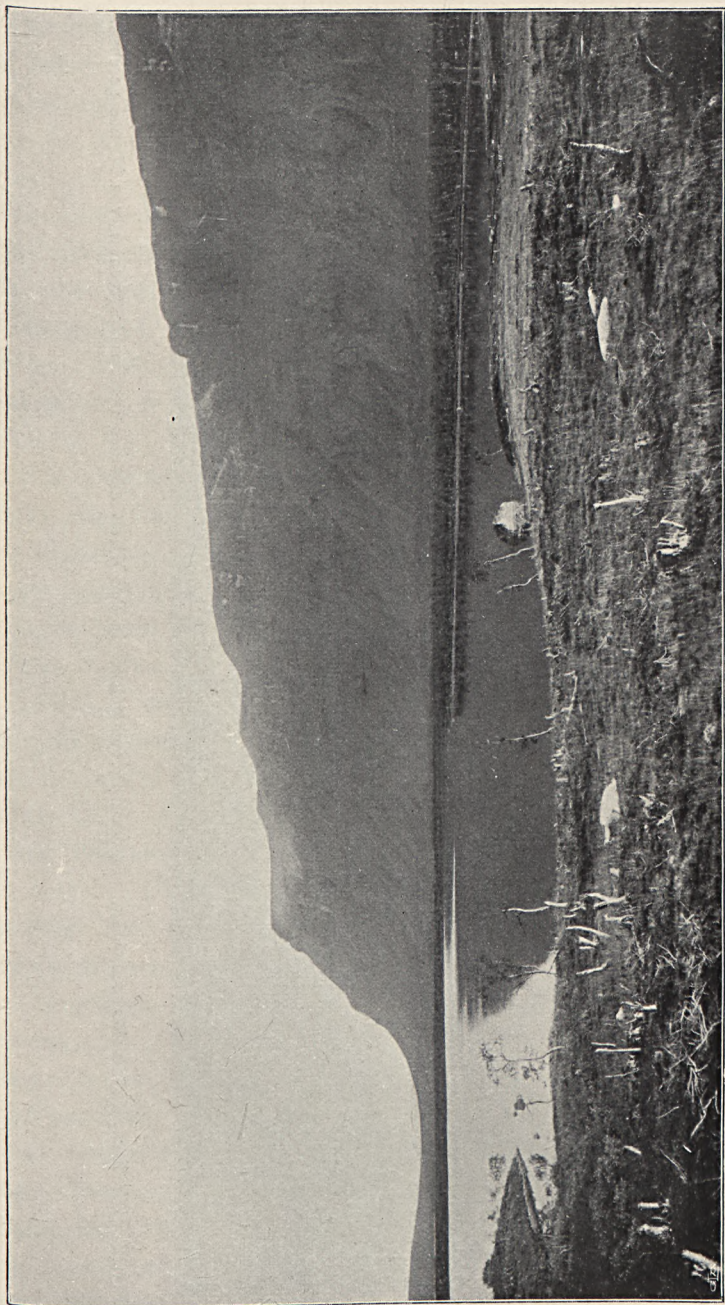


Zwischen der Amphibolitscholle und der Syenitscholle scheinen silurische Schichten der westlichen Fazies eingeschaltet zu sein, die eine kristallinischere Struktur haben. Hinsichtlich der Genesis dieser tektonischen Abteilungen wurde die Ansicht ausgesprochen, dass die östliche Silurfazies mit dem darunter liegenden Grundgebirge autochthone Bildungen seien, die seit der Silurzeit keinen wesentlichen tektonischen Störungen unterworfen worden sind. Über diese östliche Silurfazies wurde zunächst eine hauptsächlich verschiedene Tiefengesteine, darunter meist Syenite, enthaltende Scholle, die Syenitscholle, überschoben. Letztere wurde danach durch eine zweite Überschiebung von der Amphibolitscholle bedeckt, die hauptsächlich aus Amphiboliten, dann ausserdem aus Gabbrodiabasen, Glimmerschiefern und Quarziten besteht.

#### Die Geomorphologie des festen Gesteins.

Die geomorphologischen Grundzüge zeigen eine beträchtliche Abhängigkeit von dem tektonischen Bau und der Beschaffenheit der Gesteine.

Die östliche Silurfazies besteht hauptsächlich aus weichen, leicht erodierten Tonschiefern. Die Erosion hat deshalb hier mit grösserer Geschwindigkeit arbeiten können als im unterliegenden Grundgebirge oder in der überliegenden Syenitscholle. Es ist deshalb eine Kerbe entstanden, die oft unter dem Rand der Syenitscholle so tief eingeschnitten ist, dass Bäche, die über den Abhang fliessen, bei dieser Einbuchtung frei durch die Luft fallen. Häufig ist die Untergrabung der Syenitscholle so bedeutend gewesen, dass die herausragenden Partien derselben heruntergestürzt sind und die Entstehung lotrechter Wände verursacht haben. Solche sind für die Glinthlinie der östlichen Silurfazies sehr charakteristisch, Fig. 1. (Vergl. auch Fig. 3 der Abhandlung über die Gesteine und die Tektonik des Sarekgebirges.)



Verf. phot. 1. Sept. 1906.

Fig. 1. Der Tjakkeli am Laittaure.





Verf. phot. 29. Juli 1904.  
Fig. 2. Der Komplex des Ruopsoktjääko (links), des Äpartjääko (in der Mitte) und des Perikpakte (rechts), von N. aus gesehen.

Die Basis der östlichen Silurfazies liegt etwa 400—600 *m* ü. d. Meere. Ihre Mächtigkeit ist ungefähr 150 *m*. Die darüber aufragende, in der Syenitscholle ausgeschnittene steile Wand hat häufig eine Höhe von etwa 200 *m*, im Skerfe etwa 300 *m*.

Die obere Fläche der Syenitscholle stellt eine verhältnismässig schwach undulierende Ebene, die Fjeldebene, dar, deren Höhe über dem Meere etwa 800—1,000 *m* beträgt. Die runden Berghügel der Syenitformation, die darüber aufragen, erreichen 1,300—1,400 *m*. Ein hierzu gehöriger Berg, der Skanatjåkko, ragt ausnahmsweise beinahe bis zu 1,800 *m* empor.

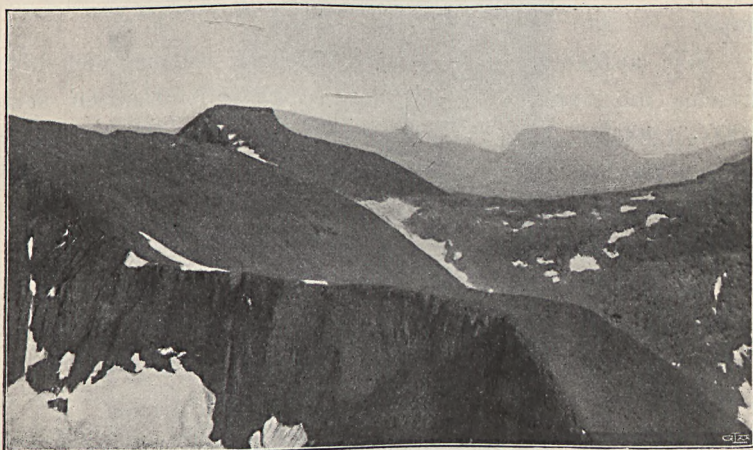
Wie aufgesetzt auf der Syenitscholle erheben sich über dieselbe die dunklen Gipfel der Amphibolitformation etwa 1,000—1,200 *m* oder bis zu 2,000 *m* über dem Meere und in einigen Punkten noch höher. Die höchste Spitze der Gegend, der Sarektjåkko, erreicht 2,090 *m* ü. d. M.

Ein System von grossen Tälern durchschneidet die beiden Schollen mehr oder weniger tief. Als die Erosionsbasis dieser Talbildung kann die Oberfläche des Grundgebirges im Osten betrachtet werden. Von dieser Basis im Osten erheben sich die Täler allmählich bis zu einer Höhe von etwa 900 *m* an der Talwasserscheide, von wo sie wieder nach Westen sich senken. Diese Täler verzweigen sich und bilden ein Netzwerk, das die beiden Schollen in etwas mehr als ein Dutzend grössere Bergmassive zerteilt.

Die grossen Bergmassive werden von kleineren Tälern zerschnitten, die oben meistens geschlossene Sacktäler sind. Zwischen ihnen liegen die Gipfel. Diese haben eine einigermaßen gleiche Höhe von etwa 1,700—2,000 *m*. Wenn man sich die kleinen Sacktäler ausgefüllt dächte, so würden die von den grossen Tälern getrennten Bergmassive die Form ungefähr von grossen Tafelbergen mit einer schwach undulierenden Oberfläche annehmen (Fig. 2). Allem Anschein nach haben die grossen Bergmassive auch einst diese Form gehabt. Denn



an vielen Gipfeln findet man noch wenig veränderte Stücke der alten flachen Oberfläche. Ein drastisches Beispiel bietet der hohe Midtji Skårkas, der oben eine flache Ebene trägt (Fig. 3). Hohe Berge, die oben eine schwach undulierende Ebene tragen, sind häufig. Diese sind im allgemeinen ebenso hoch, mitunter höher als die naheliegenden scharfen Spitzen. Es beweist dies, dass letztere durch die Einsenkung zweier oder mehrerer Täler in das Bergmassiv entstanden sind. Wo die Talwände die Tafelfläche abschneiden, da finden wir die oben flachen Gipfel, wo aber die Talwände einander schneiden,



Verf. phot. 31. Juli 1896.

Fig. 3. Alte Ebenen der hohen Gipfel SO. vom Säbbetjäkko. Der entferntere, flach abgestumpfte Gipfel links ist der hohe Midtji Skårkas.

da sind die scharfen Formen herausmodelliert. An den Ausenseiten der grossen Bergmassive treffen wir häufig die hohen flachen Gipfel an, z. B. den Ruopsoktjäkko (Fig. 2), in den zentralen Teilen dagegen häufiger die hohen spitzen Gipfel und Kämme (Fig. 2 u. 4).

Die Fjeldebene, die im allgemeinen die Oberfläche der Syenitscholle bildet und das amphibolitische Hochgebirge allseitig umgiebt, kann auch mitten zwischen den grossen Bergmassiven gespürt werden. Die Luottoebene gehört zu dem-

selben Höhenniveau wie die Fjeldebene. Zu diesem gehören ebenfalls breite Talleisten am Nordabhang des Kaskatjåkko und des Pelloreppet und am Südabhang des Telma und des Sarvatjåkko. Der breite Talboden des Snavvavagge und andere Ebenen gehören gleichfalls demselben Horizont an. Dieser wird durch die jüngeren Täler, wie der Rapadalen, durchschnitten und verhält sich folglich wie ein breites, rei-



Verf. phot. 20. Juli 1897.

Fig. 4. Unter den Kämmen des Pelloreppet.

feres Talsystem (Fig. 5). Man kann sich zwei Möglichkeiten seiner Bildung denken. Entweder entspricht es einer älteren, lange wirkenden Erosion, bei welcher die Erosionsbasis viel höher oder das Land etwa 600 m niedriger lag als jetzt, oder es steht in irgend einem Zusammenhang mit tektonischen Ebenen, die als Erosionsbasis für das Hochgebirge längere Zeit gedient haben. Diese tektonischen Ebenen könnten dann wohl, wenn meine Hypothese von der Tektonik des Sarekgebirges richtig ist, keine andere sein als die ursprüngliche Oberfläche der Syenitscholle selbst. Diese sollte folglich als Erosionsbasis für die Amphibolitscholle fungiert haben. Die erstgenannten



Deutung darf aber vielleicht als ebenso wahrscheinlich angesehen werden.

Die grossen Täler, die das Hochgebirge durchschneiden, sind im allgemeinen stark übertieft im Verhältnis zu den kleineren Tälern, die hauptsächlich in die Amphibolitmassive einschneiden. Der grosse Rapadalen ist 300—500 *m* übertieft. Fig. 6. Zur Erklärung dieser Übertiefung habe ich mich schon längst derjenigen Theorie angeschlossen,<sup>1</sup> nach welcher



Verf. phot. 21. Juli 1897.

Fig. 5. Gipfel (Kaskatjåkko), eine ältere Ebene (Stuollo) und ein jüngeres Tal (Kaskavagge).

die Übertiefung von der glazialen Erosion während der Eiszeit herkäme. Der Unterschied zwischen der glazialen und der fluvialen Erosion ist in einer solchen Gegend wie dem Sarekgebirge, wo alle Gesteine fest und hart sind, noch grösser als in den Alpen, wo viele jüngere Sedimentgesteine so locker sind, dass sie durch das strömende Wasser ziemlich schnell weggeschlämmt werden können. Auf die sehr festen Amphibolite, Gabbrodiabase, Quarzite, Syenite usw. des Sarekgebirges übt das fliessende Wasser überhaupt keinen merklicheren

<sup>1</sup> Sarjekfjällen. En geografisk undersökning. — Ymer 1901, S. 162.

Einfluss aus. Die in der Unterseite der Gletscher eingeschlossenen Gesteine sind aber ebenso hart und können deshalb ihre Unterlage abnutzen. Alle Gletscherbäche sind deshalb auch hier wie überall anderswo stark schlammführend, alle anderen Bäche, die aus Schneefeldern herkommen oder vom Regen gespeist werden, führen fast stets klares Wasser.

Ein anderes Erosionsphänomen hängt ebenfalls mit der eiszeitlichen Gletschererosion zusammen. Wie schon erwähnt, dringen die grossen Täler durch das Gebirge, haben aber eine



Verf. phot. 24. Juli 1903.

Fig. 6. Die Übertiefung des Rapadalen und die hangenden Nebentäler

ausgesprochene Talwasserscheide,\* die im allgemeinem ziemlich weit nach Westen im Hochgebirge liegt. Wahrscheinlich sind die grossen Täler durch rückwärts wirkende Wassererosion sowohl von Osten als von Westen her eingeschnitten. Die von beiden Seiten kommenden Täler sind sich schliesslich an einer gemeinsamen Rückwand begegnet, die sie dann gemeinschaftlich wegzuerodieren anfangen. Im allgemeinen haben die beiden Täler nicht genau übereingestimmt, und an der Wasserscheide muss sich wohl eine Schwelle lange erhalten haben. Keine Spur einer solchen sieht man aber jetzt,



offenbar haben die Eisströme, die das Hochgebirge von Osten nach Westen durchdrangen, diese Schwellen vollständig weggenommen und den Talboden geebnet. Höher hinauf an den Talwänden kann man aber, z. B. im Kopirvagge und Pastavagge, einen im Verhältnis zur Gestalt der umgebenden Berge unnatürlichen Verlauf der Talwände beobachten.

### Die eiszeitlichen Verhältnisse der Sarekgegend.

Im Anfang der Eiszeit wurden gewiss die Täler des Sarekgebirges von Gletschern angefüllt, die sich in der Neigungsrichtung des Landes bewegten und allmählich sich über die Tiefebene, besonders im Osten, ausbreiteten. Es ist wahrscheinlich, dass auch während der vollentwickelten Eiszeit das Sarekgebirge ein Zentrum der Eisbewegung war. Dieses Verhalten änderte sich aber später, indem sich die Höhenachse des Inlandeises gegen Osten verschob. Gleichzeitig musste sich auch die Bewegungsrichtung in dem Gebiete zwischen der Höhenachse des Inlandeises und der Wasserscheide des Landes ändern. Der grössere Druck unterhalb der Höhenachse zwang das Eis, sich gegen die südöstliche Neigung des Landes zu bewegen. In dieser Zeit wurde also das Hochgebirge von in nordwestlicher Richtung strömendem Eis durchdrungen. Diese Eismassen führten mit sich Blöcke von den roten Graniten und Syeniten des östlichen Grundgebirges in das Hochgebirge hinein, wo man sie selbst auf den höchsten Gipfeln noch finden kann.

### Die Uferlinien.

Die gegen die Neigung des Landes erfolgte Bewegung des Inlandeises wurde zuerst in der Landschaft Jemtland von TÖRNEBOHM<sup>1</sup> nachgewiesen. Während der Abschmelzung bilde-

<sup>1</sup> Några iakttagelser med afseende på flyttblocken i Jemtland. — Geol. Fören. Förh. 1: 80. Stockholm 1872.

ten sich daselbst in den Tälern zwischen der Wasserscheide und der Eisscheide durch das Eis gestaute Seen, die über die Pässe der Wasserscheide Abfluss fanden. Anfänglich waren die Seen klein, aber je nachdem der Eisrand sich gegen Osten zurückzog, wurden sie grösser, Verbindungen zwischen den verschiedenen Seebecken öffneten sich, wobei die Oberfläche sich bis zu der niedrigsten Passhöhe senkte. Diese Seen wurden zuletzt sehr gross, ehe sie unter dem Eis einen Weg nach Osten fanden.



Verf. phot. 16. Juli 1899.

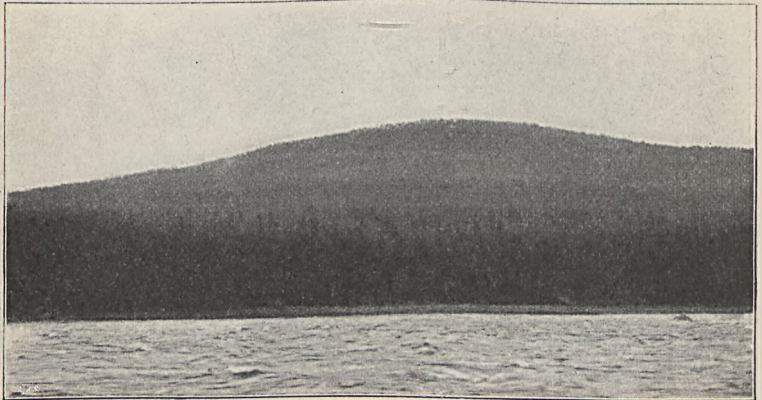
Fig. 7. Uferlinien bis zu 1100–1200 *m* ü. d. M. auf dem Südabhang des Kertokestjäckko an der Mündung des Rapadalen.

Solche Seen kommen auch in Norwegen südlich von der Gebirgskette und an verschiedenen Stellen in Schwedisch-Lappland vor. Die Spuren ihrer Wasserflächen kann man noch in meistens gut entwickelten, breiten Uferterrassen erkennen, deren Höhen mit derjenigen der Passhöhen übereinstimmen. Die erste richtige Erklärung dieser Uferlinien verdanken wir dem norwegischen Forscher A. M. HANSEN. Auf der schwedischen Seite haben eine ganze Reihe Forscher sich mit dem Studium dieser eisgestauten Seen beschäftigt, unter denen Hög-



BOM,<sup>1</sup> G. ANDERSSON, GAVELIN und O. SJÖGREN die wertvollsten Beiträge geliefert zu haben scheinen.

Im Sarekgebirge fehlen die an bestimmte Niveaus gebundenen, scharfen und breiten Uferterrassen. Stattdessen kommen in allen Niveaus zwischen den Talböden und den Gipfeln im allgemeinen nicht sehr stark entwickelte, mitunter jedoch sehr deutliche horizontale Linien vor, die offenbar von Wasserflächen herrühren (Fig. 7). Ich glaubte anfänglich, dass diese Linien in grossen eisgedäumten Seen gebildet worden wären, die von einem im Osten des Hochgebirges liegenden Eisreste aufgestaut gewesen wären, und dass die Seen



Verf. phot. 26. Aug. 1909.

Fig. 8. Vermutete Uferlinien auf dem Nuorta Kirkeäive am Stora Lule elf.

nicht über Passhöhen im festen Felsen, sondern über Senkungen im Eise abgeflossen wären. Da diese Passhöhen allmählich abschmolzen, konnten die Seespiegel nicht längere Zeit konstant bleiben und deutliche Uferlinien schaffen. Um der Lage der Höhenachse des Inlandeises nachzuforschen, dehnte ich darauf meine Untersuchungen weiter nach Osten aus, um zuletzt zu Gegenden zu kommen, wo die Berge wegen ihrer

<sup>1</sup> Quartärgeologische Studien im mittleren Norrland. — Geol. Fören. Förh. 31: 557. Stockholm 1910.

Lage östlich von der Eisscheide keine Uferlinien mehr zeigten. Ich fand aber ganz ähnliche Uferlinien überall längs dem 50 *km* langen Berge Ultevis und noch weiter nach Osten, z. B. auf dem Nuorta Kirkeäive, etwa 100 *km* östlich vom Sarekgebirge (Fig. 8). Dass die Eisscheide noch weiter östlich läge, ist undenkbar, und für die Entstehung der, weniger deutlichen, aber in allen möglichen Niveaus vorkommenden Uferlinien dürfte es also nicht nötig sein, einen grossen im Osten liegenden Inlandeisrest oder grosse von ihm gestaute Seen anzunehmen.

#### Die Bewegungsrichtungen des Eises.

Die in allen Höhenlagen vorkommenden Blöcke des östlichen Grundgebirges beweisen eine westliche Bewegungsrichtung des Inlandeises durch das Hochgebirge. Diese fremden Blöcke sind aber die einzigen Anzeichen davon. Die Schrammen der Rundhöcker ergeben ein ganz anderes Resultat. Sie zeigen, dass das Eis in den grossen Tälern im allgemeinen, jedoch nicht immer, sich der Neigung des Talbodens entlang bewegt. Diese entgegengesetzten Ergebnisse müssen daher kommen, dass der fragliche Blocktransport einem älteren Zeitabschnitt als die Herausbildung der jetzt erhaltenen Schrammen angehört. Ersterer geschah, als noch das Hochgebirge von Eis vollständig bedeckt war, letztere entstanden in einer späteren Zeit, als hauptsächlich nur noch die Täler von Eis bedeckt waren. Die meisten Anzeichen einer alten Vergletscherung, die wir im Sarekgebirge finden, rühren ganz überwiegend aus letzterer Epoche her, bei der das Inlandeis in Reste aufgelöst war, die hauptsächlich in den Tälern lagen.

Die Verhältnisse dieser Eisreste bilden aber ein interessantes Kapitel. Zum Studium ihrer Bewegungsrichtungen suchte ich zunächst geschrammte Felsen auf. Solche sind aber im Hochgebirge äusserst selten. Ich versuchte dann mit Hilfe der Richtung der Endmoränenbogen in der Nähe der Tal-



wände die Bewegungen dieser Eismassen zu erforschen. Letztere Methode erwies sich hauptsächlich wegen des häufigen Vorkommens der Endmoränen als erfolgreich. Beobachtungen über den Blocktransport lieferten auch wertvolle Ergänzungen.

Aus diesen Untersuchungen hat es sich ergeben, dass die grossen Täler von Eismassen erfüllt waren, die sich meistens in der Richtung der Neigung des Bodens bewegten.

Am Stora Sjöfallet beweisen sowohl die Schrammen der Felsen als die Biegung der Endmoränen, dass im grossen Tale des Stora Lule vatten ein Eisstrom in südöstlicher Richtung sich bewegt hat. Noch weit unten am Stora Lule elf findet man Gesteine aus der Gegend des Stora Sjöfallet. Ein ähnlicher Eisstrom scheint sich auch im Tale der dem Lilla Lule elf angehörigen Seenkette (Saggat, Skalka, Parkijaur, Randijaur, Purkijaur und Vaikijaur) bewegt zu haben.

Im Rapadalen kann dieselbe Bewegungsrichtung ziemlich genau verfolgt werden, sowohl an Schrammen als an den Endmoränen. Letztere beweisen, dass der Eisstrom des Rapadalen ziemlich mächtig gewesen ist und an mehreren Stellen in Nebentäler (Snavvavagge, Kátokjokk) Eiszungen hineingesandt hat, die Endmoränenbogen hinterlassen haben.

Von gewissen Ebenen zwischen den Bergen scheinen Eisströme in verschiedenen Richtungen ausgegangen zu sein. Eine solche *zentrale Eismasse* befand sich auf der Ebene zwischen dem Vuoinen und dem Slugga. Von derselben gingen Eisströme *entgegen* der Neigung der Talböden durch den Kukkesvagge und den Vuoskelvagge und gemäss der Neigung zum Sitojaure, Petsaure und Kártjejaure aus. Auch scheinen in der Talerweiterung zwischen Pelatjäkko und Sarvatjäkko am oberen Anfang des Rapadalen grössere Eismassen sich erhalten zu haben, die sowohl nach dem Kukkesvagge als dem Rapadalen hin Eis abgaben.

Südlich vom Säkok scheint eine ähnliche Eishöhe gelegen zu haben. Sie sandte Eiszungen über die Ebene von Pärek, wo riesige Endmoränenbogen hinterlassen wurden.

Die Talwasserscheiden liegen in den grossen Hochgebirgstälern Njåtsosvagge, Sarvesvagge, Alkavagge, Kopirvagge und Ruotesvagge ziemlich weit nach Westen. Im allgemeinen scheinen die Eisscheiden in diesen Tälern weit östlich von den Wasserscheiden gelegen und die westliche Eisbewegung also östlich von derselben angefangen zu haben.

#### Die Frequenz der Endmoränen.

Die Endmoränenbogen kommen in den Hochgebirgstälern keineswegs überall mit derselben Häufigkeit vor. Am Ende der grösseren Täler haben sie im allgemeinen ihre grösste Entwicklung erreicht. Weiter hinein in den Tälern sind sie weit seltener und fehlen auf grosse Strecken hin fast vollständig. Man darf aber nicht annehmen, dass die Endmoränenwälle der Talmündungen etwa einer Klimaverschlechterung oder einem Vorrücken der Gletscher entsprächen. Vielmehr ist dieses Verhalten in der Weise zu deuten, dass an der Talmündung verhältnismässig leicht eine Unterbrechung der im Tale befindlichen Eismassen und der ausserhalb desselben liegenden stattfand. An der Talmündung entstand dann ein ausgeprägtes Abschmelzungsgebiet, wohin die im Tale verhältnismässig geschützten Eismassen vordringen konnten. Erst nachdem sie sehr verdünnt waren, zog sich das Ende im Tal zurück.

Diese Endmoränenwälle treten hauptsächlich vor den Mündungen der grösseren Täler und ihrer Verzweigungen auf. Vor den kleineren Tälern, die von derselben Grössenordnung sind wie die jetzigen Gletschertäler, findet man meist keine Endmoränenbogen. Die Mündungen der kleinen Täler und Kare sind meist flach und eben. Vor den Enden der heutigen Gletscher sieht man auch keine alten Endmoränenwälle. Schon in einer Entfernung von einigen hundert Metern hören die rezenten Endmoränen der Gletscher auf. Weiter unten ist nur flacher Talboden mit den Spuren der



eiszeitlichen Uferlinien, und im allgemeinen forscht man umsonst nach vermittelnden Moränenreihen, die den Übergang zwischen den glazialen und den rezenten bilden könnten.

Die glazialen Endmoränen der grossen Täler scheinen also keineswegs Rückzugsstadien von Gletschern zu bezeichnen, die durch Abschmelzung ihres unteren Endes allmählich sich nach den Tälern der jetzigen Gletscher zurückzogen. Die glazialen Eismassen, die in den grossen Tälern lagen, scheinen sich vielmehr nicht nur von unten, sondern auch von oben verkürzt und die jetzigen Gletschertäler und andere hochliegende Täler wahrscheinlich wegen mangelnder Schneeakkumulation geräumt zu haben.

In der letzten Phase der Eiszeit gingen die hier und da in den Tälern und auf den Ebenen liegenden Eisreste in tote Gletscher über, die keine bemerkenswerte Geschwindigkeit hatten, sondern nur abschmolzen und sich mit Schutt bedeckten, den sie später auf ihrer Unterlage abluden. Es giebt im Gebiete an mehreren Stellen erratische Blöcke, die eine so labile Lage einnehmen, dass man sie als von »toten« oder beinahe unbeweglichen Eismassen vorsichtig abgeladen annehmen muss. Besonders dürfte die Oberkante der sich sowohl von unten als von oben verkürzenden Eismassen die Eigenschaft gehabt haben, das Moränenmaterial vorsichtig abzuladen (Fig. 9).

#### Die eisgestauten Seen und glazialen Ströme.

Es ist im Vorhergehenden nachgewiesen worden, dass im Sarekgebirge und in seiner Umgebung Uferlinien sehr häufig vorkommen, aber an keine bestimmten Niveaus gebunden sind, und dass man für ihre Entstehung das Vorhandensein einer grösseren, östlich vom Gebirge liegenden Eisscheide nicht anzunehmen braucht. Diese Uferlinien rühren offenbar von kleineren Nunatakseen her, die zwischen den Talseiten und in der Mitte des Tales liegenden Eisresten gestaut wurden.

Schon beim ersten Anblick eines der fraglichen Täler findet man diese Verteilung von Eis und Wasser bestätigt. Die grossen Endmoränenbogen sind auf den Talböden beschränkt und gehen nur bei Talkrümmungen auf die Seiten hinauf. Die Uferlinien finden sich fast überall auf den Talseiten (Fig. 10).

An gewissen Stellen sind die Uferlinien besonders deutlich und breit. Dies ist der Fall an den meisten Mündungen der Nebentäler. Wahrscheinlich waren dort die Wasserflächen



Verf. phot. 7. Aug. 1909.

Fig. 9. Von der »Oberkante« eines Inlandeisrestes vorsichtig abgeladener Felsblock am Stuottajaure.

und deshalb auch ihre erodierenden Wirkungen grösser als an ebenen Gebirgswänden. Im unteren Teile des Rapadalen (Fig. 7) und am Südabhang des Täresäive an der Ansiedlung Aktse sind die Uferlinien so scharf und auf weite Strecken hin zusammenhängend, dass man zu der Annahme eines grösseren Sees über dem jetzigen Laitaure geführt wird.

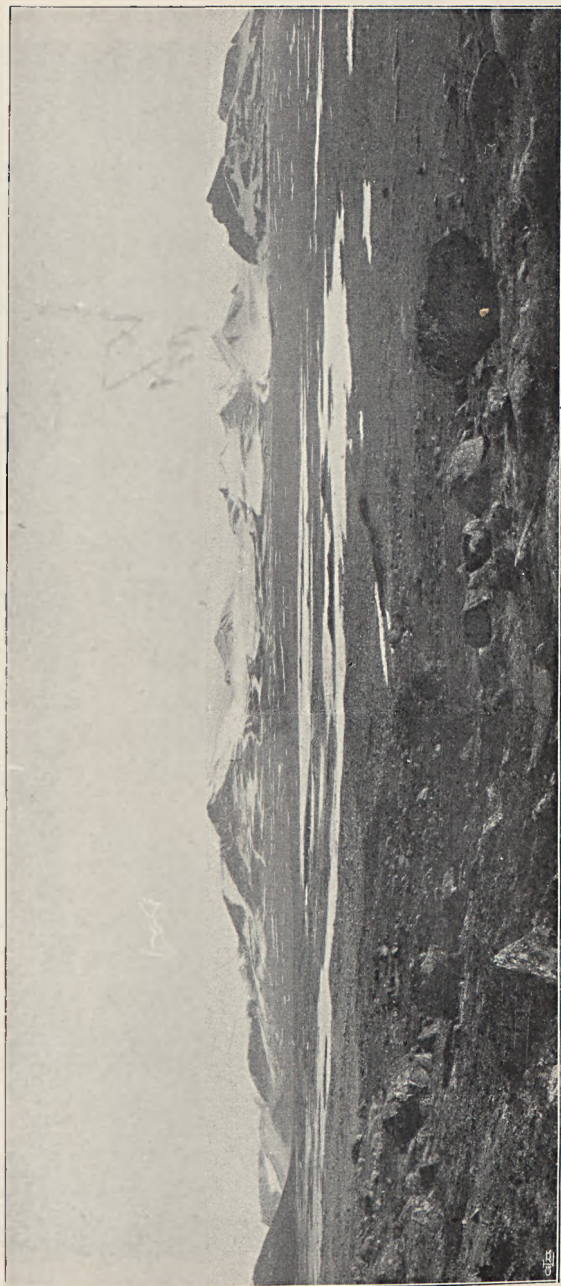


Ein eigentümlicher See ist von SVENONIUS<sup>1</sup> aus dem Autsojtjvage beschrieben. Dieser See nahm einen Teil des jetzigen Petsaure auf und erstreckte sich dann nach SO. in den Autsojtjvage hinein, wo man als seine Fortsetzung nach Süden eine gewaltige glaziale, jetzt beinahe trockene Flussrinne findet, die in der Nähe des Sitojaur sich in zwei Arme teilt, von denen der eine sich noch 1 km fortsetzt, ehe er plötzlich aufhört. Den Abfluss des Sees hat SVENONIUS im Ahotjkårså gefunden. Der Touristenpfad zwischen der Sitohütte und dem Saltoluokte am Langasjaur folgt diesem ganzen glazialen Wassersystem.

Offenbar steht die Stauung dieses Sees in engstem Zusammenhang mit der oben (S. 736) erwähnten Eismasse auf der Ebene zwischen dem Vuoinen und dem Slugga. Diese Eismasse hat einen Arm zum Petsaure ausgesandt und dadurch den See gestaut. Ausserdem erfüllte aber ein anderer Arm den grossen See Sitojaure und stand dort wahrscheinlich mit Eismassen in Zusammenhang, die das breite Tal zwischen Täresåive und Ultevis einnahmen. Eine Ausbuchtung des über dem Sitojaure liegenden Eises scheint in den südlichsten Teil des Autsojtjvage eingedrungen zu sein. Dort scheint sich *unter dem Eise* oder dicht *am Rande des Eises* der erste Anfang der grossen Flussrinne ausgebildet zu haben, denn diese Rinne ist quer zu der Neigung des Bodens eingeschnitten und zeigt selber keine Spur von Neigung in der Richtung, in der das Wasser sich bewegte (Fig. 11). Es ist deshalb wahrscheinlich, dass das Wasser hier in einem oben durch Eis geschlossenen Tunnel lief, oder wenigstens durch den Eisrand verhindert wurde, der Neigung des Bodens zu folgen.

Glaziale, jetzt fast trockene Flussrinnen und Schluchten kommen an mehreren Stellen vor. Der Kalakjokk, der Suobbatkårså, der Bach zwischen Akavare und Stuottajaure und

<sup>1</sup> Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. — Geol. Fören. Förh. 21: 541. Stockholm 1899.



Verf. phot. 21. Aug. 1902.

Fig. 10. Bild aus dem Nordabhang des Sarektjåkko (2090 m) mit dem Sarektjetscher. Im Vordergrund Endmoränenreihen eines von SO. sich bewegenden Inlandeisrestes, im Mittelgrund zahlreiche Uferlinien nach vom Eisreste gestauten Seen.



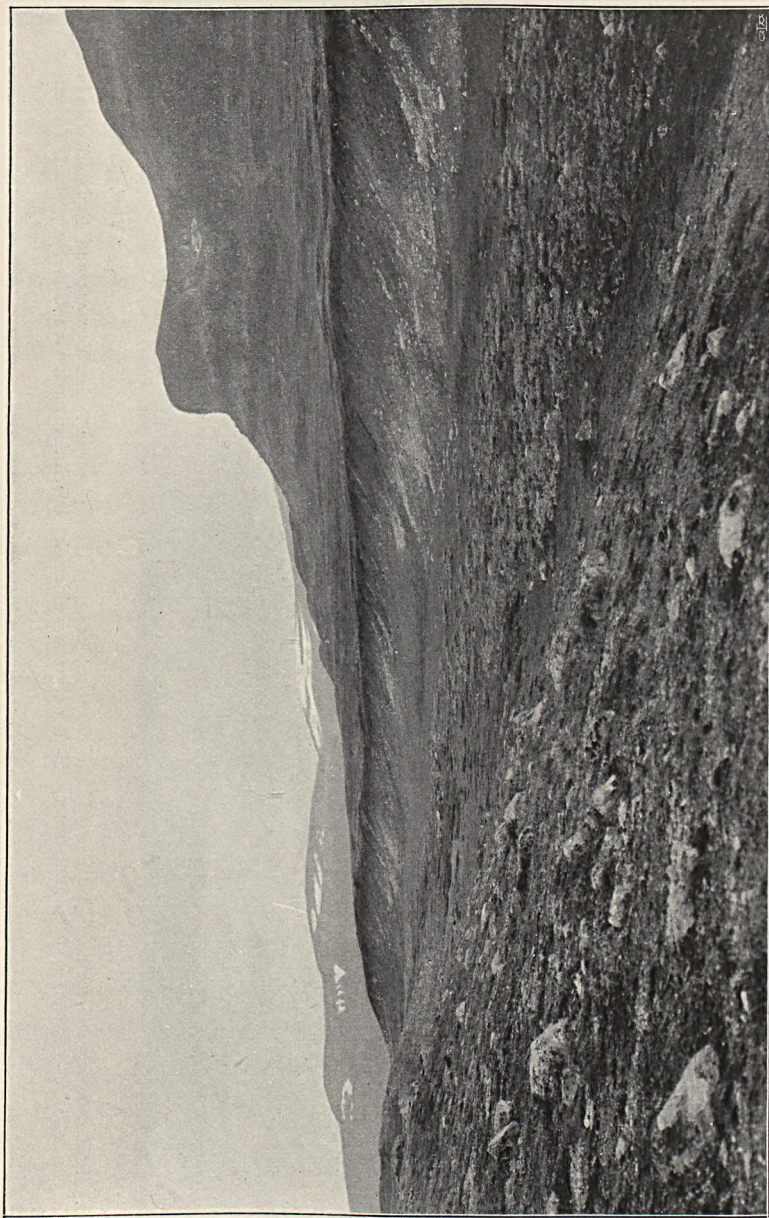


Fig. 11. Fluvioglazialer Erosionskanal im Autotjvægge.

Verf. phot. 28. Juli 1907.



andere, nunmehr kleine Bäche sind im Verhältnis zu ihrer jetzigen Entwässerungsarea und Wassermenge (soweit ich die letztere kenne) ungemein tief eingeschnitten und verdanken wahrscheinlich wasserreichen glazialen Flüssen ihre Entstehung. Die oedeutendsten Beispiele dieser Art dürften aber der schon erwähnte zuerst von SVENONIUS beobachtete Ahotjkårså und eine zwischen Akavare und Snjutjotes befindliche jetzt ebenfalls trockene Schlucht sein. Die fluvioglaziale Herkunft der letzteren ist zweifellos.

Unterhalb des Snjutjoteskårså und des Ahotjkårså befinden sich gewaltige terrassierte Deltabildungen. Man darf daraus schliessen, dass gleichzeitig mit dem Vorhandensein des Sees im Autsotjagge und der Eismassen im Kukkesvagge, Petsaure und Sitojaure sich auch im grossen Tale des Langsjaure Eisströme befanden, die Wasser gegen die Gebirgswände an mehreren Stellen aufstauten.

Im Westen des Hochgebirges haben die glazialen Flüsse mächtige Kies- und Sandablagerungen wahrscheinlich in ziemlich grossen eisgestauten Seen abgelagert. Hierzu gehört ein etwa 1 *km* langer und 85 *m* hoher Rullstensås zwischen Mattåive und Alatjåko.

#### Eiszeitliche Geschichte des Sarekgebirges.

Die im Obigen gewonnenen Ergebnisse können zu folgendem Bilde der Geschichte des Sarekgebirges während der Eiszeit zusammengestellt werden.

Die Eiszeit dürfte im Gebirge in der Weise begonnen haben, dass die Gletscher daselbst sich ausbreiteten und die Niederungen mit Eis bedeckten. Noch lange Zeit blieb das Hochgebirge ein Zentrum der Eisbewegung. Später verschob sich die Höhenachse des Inlandeises nach Osten, und das Sarekgebirge wurde dann von in nordwestlicher Richtung sich bewegenden Eismassen durchdrungen.

Während der Abschmelzungszeit senkte sich diese Eis-



höhe allmählich etwa bis auf das Niveau des Eises im Gebirge. Die Eisoberfläche lag dann *horizontal*, und *keine Bewegung* konnte stattfinden. Wegen der Abschmelzung am Eisrande im Osten, Süden und Westen senkte sich die Eisoberfläche aber noch weiter und nahm danach eine geringe Neigung *vom Gebirge nach den Niederungen* an.

Endlich wurden die Gipfel eisfrei. Um die Gipfel herum fingen dann Nunatakseen sich zu bilden an, die hier und da horizontale Marken von ihren Wasserflächen her in den nicht allzu steilen Wänden der Gipfel verursachten. Die Eisoberfläche senkte sich allmählich, behielt aber eine sehr geringe Neigung bei. Im Gebirge erweiterten sich die Nunatakseen, je nachdem die Berührungslinie zwischen Eis und Bergwand anwuchs. Im Dasselbst wurden auch gewisse hochliegende Eismassen bei der Senkung der Eisoberfläche sehr dünn, da bei dem nunmehr sehr günstigen Klima keine genügende Schneeakkumulation stattfand. Diese Eismassen wurden von den dicken, sich schneller bewegenden unterliegenden Eismassen abgeschnürt.

Die Abschmelzung schritt besonders an den Bergwänden fort; auf den Ebenen blieben dagegen verhältnismässig dicke Eismassen zurück, von denen Eisströme sogar gegen die Neigung der Täler ausgingen.

Die merkwürdigste Abschnürung von Eismassen fand am Stora Sjöfallet statt, wo sich das auf der Syenitscholle zwischen Kirkao und Vuoinen liegende Eis von demjenigen im Tale des Langasjaur trennte. Von dem oberen Eisreste liefen Schmelzwasserströme, die in Stauseen des unterliegenden Eisstromes mündeten.

Wie schon erwähnt, muss man annehmen, dass das Klima des Hochgebirges zur Zeit dieser Abschmelzungsvorgänge sehr günstig war. Schon als der Rand des Inlandeises im mittleren Schweden stand, war das Klima in geringer Entfernung vom Eise nicht viel strenger als jetzt und etwa ebenso wärmefordernde Pflanzen wie die jetzigen konnten den vom Eise

freigelassenen Boden fast unmittelbar in Besitz nehmen. Das Klima hatte sich aber danach gewiss noch mehr verbessert und war sicher in der Abschmelzungsperiode der im Sarekgebirge liegenden Eismassen besser als jetzt daselbst. Daraus erklärt sich die trotz der grossen Meereshöhe energische Abschmelzung des Eises.

#### Die postglazialen Klimaschwankungen.

Über die seit der Eiszeit in Skandinavien stattgefundenen Klimaschwankungen sind verschiedene Meinungen ausgesprochen worden. Nach der von A. BLYTT und R. SERNANDER<sup>1</sup>



Verf. phot. 29. Aug. 1900.

Fig. 12. Noch in der Nähe eines jetzigen Gletscherendes (des Jokkotjkasha-gletschers) erhaltene Uferlinien eines eisgestauten Sees im Rapadalen.

vertretenen Anschauung soll das Klima nach der Eiszeit mehrere ausgeprägte Schwankungen haben erkennen lassen. Darunter soll auch eine Periode, die subatlantische Periode,

<sup>1</sup> G. DE GEER und R. SERNANDER, On the evidences of late Quaternary changes of climate in Scandinavia. — Geol. Fören. Förh. 30: 457. Stockholm 1908.



vorgekommen sein, während der das Klima feuchter und kälter als das jetzige gewesen sei.

Im Sarekgebirge findet man aber, dass die Uferlinien der eisgestauten Seen bis in die unmittelbare Nähe der rezenten Endmoränen der jetzigen Gletscher gehen; dies zeigen z. B. die Fig. 10 und 12. Da die Gletscher die vor ihren Endmoränen liegenden Uferlinien nicht zerstört oder mit Moränen bedeckt haben, kann aber daselbst das Klima seit der Zeit der eisgestauten Seen nie schlechter gewesen sein als jetzt.

Nach den Angaben von SERNANDER soll aber die subatlantische Periode von sehr kurzer Dauer gewesen sein, und es ist deshalb möglich, dass die Zeit nicht hinreichte, um die während der vorausgehenden warmen Periode geleerten Gletschertäler wieder mit Eis über die jetzige Gletschergrenze zu füllen.

#### Die postglaziale und rezente Erosion und Akkumulation.

Nach der Abschmelzung der im Gebirge liegenden Eisreste traten Verhältnisse ein, die wahrscheinlich nicht viel von den jetzigen abwichen. Die jetzt wirksamen dynamisch-geologischen Kräfte dürften wohl deshalb der Hauptsache nach während der ganzen postglazialen Periode wirksam gewesen sein, wenn man auch eine gewisse Variation gemäss den Klimaschwankungen annehmen muss.

Die hohen Gipfel wurden wohl unter der Eisdecke von ihrem Verwitterungsschutt befreit und vielleicht abgeschliffen. Jetzt sind sie vom Frost derart zersprengt worden, dass der feste Felsen häufig kaum sichtbar ist. Die losgesprengten Stücke sind gross und liegen meist noch ungefähr in ihrer ursprünglichen Lage. Wo der Untergrund aus verschiedenen Gesteinen der Amphibolitformation besteht, findet man, dass die losen Blöcke der verschiedenen Gesteine auf der Gipfeloberfläche dem Untergrund entsprechende Figuren bilden (Fig. 13).

Eine eigentümliche Erscheinung an den Gipfeln, wo feinkörnigere Verwitterungsprodukte neben den Steinen vorkom-



Verf. phot. 9. Juli 1909.

Fig. 13. Die Verwitterungsprodukte der flachen »Felsenmeere« der Gipfel bleiben liegen und zeigen die stratigraphische Zusammensetzung des Untergrundes. Auf dem Pärtetjåkko bei etwa 1800 m.



Verf. phot. Juli 1901.

Fig. 14. Polygonboden auf dem Pärtetjåkko.

men, ist die, dass das feinkörnige Material sich in rundliche oder polygonale Partien von einigen Dezimetern Durchmesser



ansammelt und sich mit den grösseren Steinen umgiebt, die, wenn flach, auf der Hochkante mit der grossen Ebene der Polygonkante ungefähr parallel orientiert sind (Fig. 14). Die Bildung dieser »Polygonboden« scheint auf wiederholtem Frieren und Auftauen des Bodens zu beruhen.<sup>1</sup>

Auf den steilen Abhängen bleiben die losgesprengten Stücke selbstverständlich nicht liegen, sondern stürzen herunter und sammeln sich zu Talusbildungen am Fusse des Bergs an. Wo die Abhänge hoch sind, hört man hin und wieder besonders bei regnerischem Wetter Steine fallen oder grössere Steinblöcke herunterrutschen. Besonders in dem tief eingeschnittenen Rapadalen sieht man Spuren grösserer Bergstürze, die mitunter Steine, gross wie Häuser, mitten in den Fluss verfrachtet haben. Dasselbst steigen die Talusbildungen mehrere hundert Meter über dem Talboden auf.<sup>2</sup> Im Njåtsosvage, Jillavagge usw. haben die Bergstürze Seen und Teiche aufgedämmt.

Unter den hochliegenden Abstürzen finden sich häufig die Akkumulationsgebiete der Gletscher; dort werden die Talusbildungen beseitigt, indem die Gletscher die niedergefallenen Steine und Blöcke mit sich tragen. An solchen Stellen pflegen die Lawinen eine grosse Rolle zu spielen. Grosse Massen von Schnee und Rauhrost können sich hoch oben an den Abstürzen bei niedriger Temperatur festsetzen, rutschen aber bei erstem Tauwetter herunter und reissen dabei Steine mit sich.<sup>3</sup>

An den weniger steilen Böschungen kann man mitunter plastische Bewegungsformen in dem Material von losen Stei-

<sup>1</sup> B. HÖGBOM, Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. — Bull. Geol. Institut. Upsala, Bd. 9. S. 51. Uppsala 1910.

<sup>2</sup> Vergl. Fig. 3 der Abhandlung über die Gesteine und die Tektonik des Sarekgebirges (l. c.).

<sup>3</sup> A. HAMBERG, Die Eigenschaften der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen. — Naturw. Unters. des Sarekgebirges. Bd. I, Abt. III, S. 57. Stockholm 1907.

nen, die die Gipfel bedecken, beobachten. Solche sind in der Amphibolitformation nicht gerade häufig, kommen aber mitunter vor. An den Abhängen der Luottoebene und im Westen des Hochgebirges, wo Phyllite und andere glimmerreiche Gesteine allgemein sind, kann man prachtvolle Solifluktionsercheinungen beobachten.

Die erodierende Wirkung der jetzigen Gletscher spielt im Sarekgebirge eine bedeutende Rolle, wo etwa einhundert Gletscher vorkommen. Ihre transportierende Tätigkeit hinsichtlich des auf sie gefallenem Steinmaterials ist bereits erwähnt. Die beträchtliche Abnutzung auf der Unterlage kann man in jedem Gletscherbach unmittelbar sehen, denn alle Gletscherbäche führen im Sommer trübes Wasser, während andere Bäche fast stets klares Wasser zeigen. In heissen Tagen können die Schlammengen der Gletscherbäche bis auf 2 kg pr  $m^3$  steigen, den Transport ungerechnet, der in dem Fortrollen von Steinen längs des Bodens besteht.

Die Steine verschiedener Grösse werden auf den Schuttkegeln der Gletscherbäche gelassen, das feinere Material wird nach den grösseren Wasserläufen hin mitgeführt. Der Rapaätno, der Hauptfluss des Sarekgebirges, der etwa 30 Gletscher entwässert, führt im Sommer stets trübes Wasser. Nach dem Ausfluss aus dem See Laitaure wird dieser Fluss Blackälven (schwed. Name = der Trübfluss) genannt. Ich habe mehrere Jahre flüchtige Beobachtungen über die Wassermenge und Schlammmenge des Rapaätno angestellt<sup>1</sup> und bin dabei zu dem Ergebnis gelangt, dass sein Transport von festen Partikeln etwa 180,000 Tonnen pro Jahr beträgt. Für das Areal der Gletscher berechnet, entspricht dies einer jährlichen Senkung des Gletscherbodens um 0.5 mm. Die wirkliche dürfte aber grösser sein, da sich die an den Gletscherenden abgeladenen Moränen und in den Bachrinnen zurückgebliebene Gerölle dieser Berechnung entziehen.

<sup>1</sup> Sarjekfjällen. — Ymer 1901, S. 194.



Der Rapaätno mündet in den ursprünglich etwa 15 *km* langen, sehr malerischen See Laitaure, der jetzt durch die Schlammablagerungen des Flusses fast zur Hälfte durch ein Delta (Taf. 31 Fig. 1) ausgefüllt ist, das in Bezug auf Reichtum seiner Details und Schönheit der Umgebung kaum seinesgleichen haben dürfte. Der Fluss wird da in drei grössere Arme, den Nuortätno, den Kuoutätno und den Årjeliätno, und ausserdem in eine unzählige Menge kleinerer Kanäle geteilt. Von dem 600—700 *m* über dem Laitaure hinaufragenden Berge Tjakkeli und Skerfe und von dem niedrigeren Nammatj hat man vorzügliche Aussichtspunkte über das Delta und kann seine Bildung studieren. Die über das Wasser emporragenden Sand- und Schlammablagerungen sind hauptsächlich als Wälle entstanden, die die Flussarme und Kanäle umgaben. Diese Wälle wurden immer weiter in den See hinein ausgebaut und schlossen Lagunen ein, die fast stets einen Ausfluss behielten. Durch diesen kamen bei jeder Flut neue Schlammassen in die Lagunen hinein und schütteten sie allmählich zu, so dass die Lagunen jetzt meistens ziemlich klein sind, während dagegen die Bodenflächen der Inseln grösser geworden sind. Am Ufer wurden ebenfalls Lagunen eingeschlossen, die aber klares Wasser enthalten, wenn sie Zuflüsse vom Lande her haben. Die Uferlagunen sind deshalb meistens gross und werden nur durch verhältnismässig schmale Wälle vom den Flussarmen getrennt.

Im Anfang des Deltas durchschneiden einige Moränenrücken das Flusssediment, und an den Ufern unterhalb des Skerfe und des Tjakkeli sind einige Bergstürze darin eingemischt, sonst dürfte es von einer sehr homogenen Zusammensetzung sein.

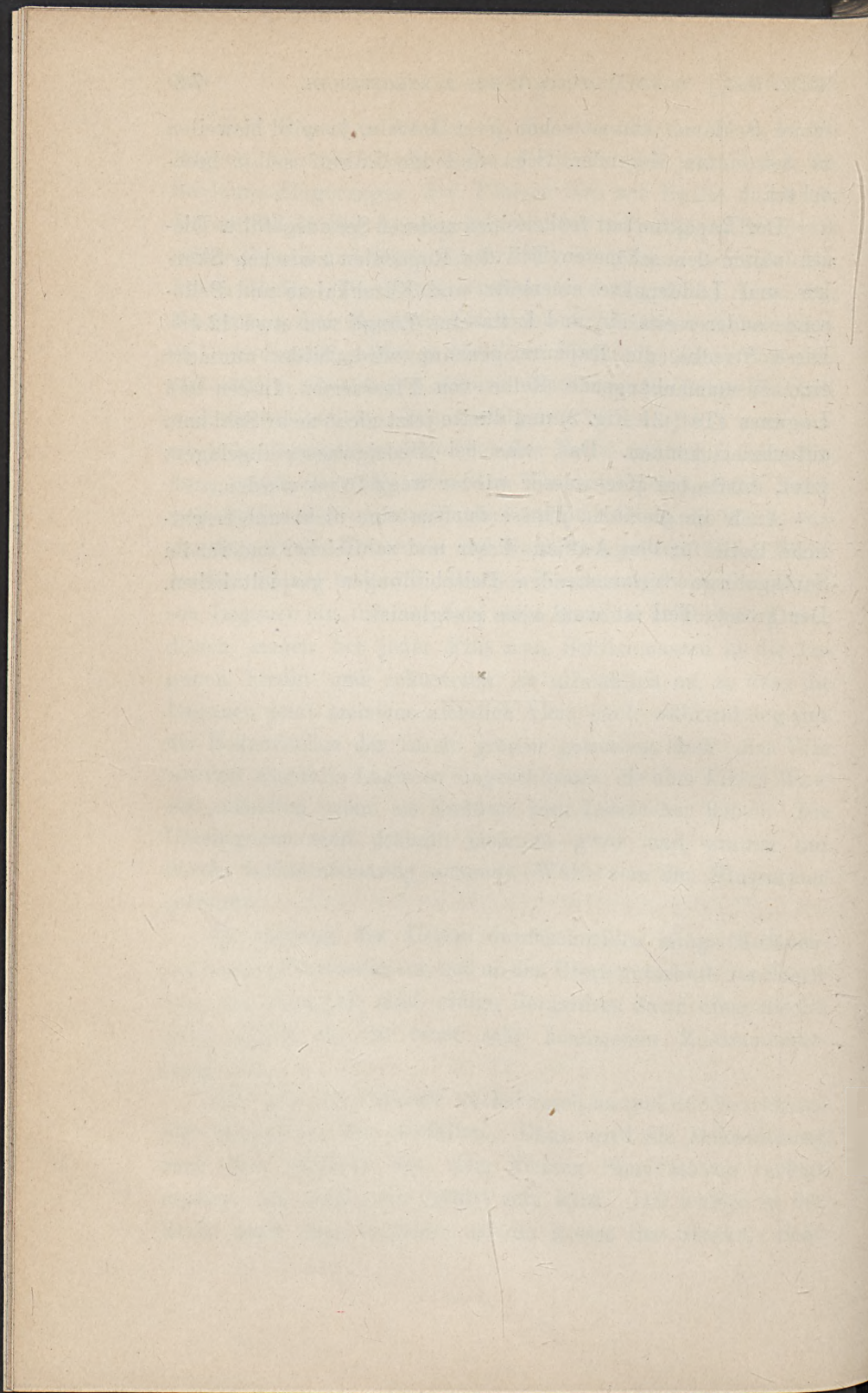
Das Delta im Laitaure wächst rasch an und dürfte schliesslich einmal den See ausfüllen. Dann wird die Deltabildung nach dem nächsten See, dem kleinen Snavvasavon verlegt werden, der wohl bald gefüllt sein wird. Der zweite in der Reihe nach dem letzteren ist der grosse See Skalka. Sehr

feiner Schlamm kommt schon jetzt dorthin, ja wird bisweilen in den unten liegenden Seen und im Luleelf selbst beobachtet.

Der Rapaätno hat früher einen anderen See ausgefüllt. Dieser nahm den schönsten Teil des Rapadalen zwischen Skärkas und Läddepakte einerseits und Kätokkaisse und Pelloreppe andererseits ein und hatte eine Länge von etwa 12 km. Diese Strecke, die Rapaure genannt wird, bildet nunmehr eine zusammenhängende Reihe von Flussarmen, Inseen und Lagunen (Taf. 31 Fig. 2) und dürfte jetzt nicht mehr Schlamm aufnehmen können. Das, was bei Niedrigwasser abgelagert wird, dürfte bei Hochwasser wieder weggeführt werden.

Auch die glazialen Flüsse dürften eine nicht unbeträchtliche Rolle für den Aufbau dieser und zahlreicher anderer im Sarekgebirge vorkommenden Deltabildungen gespielt haben. Der grösste Teil ist wohl aber postglazial.





## Sketch of the Geology of the Kiruna district.

By

HJ. LUNDBOHRN.

With Pls. 33—34.

About the geology of the country around the gigantic iron ore deposit of Kiirunavaara very little has been known until interest was raised in utilizing the ore technically and commercially, and, in fact, until that time it was rather difficult to arrange systematic investigations in this desolated region. Besides, the proportions of the ore mountain have, so to say, paralyzed the interest of the geologists in everything else, most of them being fascinated by the richness, accumulated in the ridge of the mountain. Very few devoted their studies to the remarkably interesting surroundings.

The first more accurate and indeed a very important and useful survey of the iron ore deposits and of the district was executed in 1875 by a commission in charge of the Geological Survey. Later on K. A. FREDHOLM collected some very interesting data, which were published. In 1896 Professor HELGE BÄCKSTRÖM and the author of this paper started a thorough investigation and published a short description of the more essential geological and petrographical features of the district; in 1897 the author made a study of the deposits from a practical point of view for the government, and lately very impor-





tant and extensive reports have been published by O. STUTZER and P. GEIJER.<sup>1</sup>

The more detailed investigations, among others a systematic mapping of the district between the Torne and Kalix rivers, which were started as soon as the preparatory work for utilizing the ore had begun, are not executed to such an extent that the important questions, here offering themselves to the geologist, have been solved, but the result will always serve as a guidance to those of the members of the Congress, who are going to Lapland this summer. When we now are entitled to expect a visit of many of the most experienced geologists of the world, we are also persuaded that this will effectively contribute to unveil many geological secrets and especially to the explanation of the genesis of this, the largest known iron ore deposit of the world.

This short paper is accompanied by two maps, Pls. 33 and 34, one intended to give a general view of the geological conditions of the surroundings, the other showing more in detail some features of the geology of the ore mountain itself. The latter is reproduced from »The iron ore resources of the world». Besides the author, PER GEIJER, NILS ZENZÉN, NILS SUNDIUS and RAGNAR LOOSTRÖM, all students of the Universities of Stockholm and Uppsala, have taken part in the mapping, and the following short description is materially based on the work of these young men and partly written by them.

As mentioned before, an extensive description of the most important igneous rocks of the district has been published by PER GEIJER, and some more detailed descriptions of the other rocks are soon expected ready.

The Kiirunavaara and Luossavaara iron ore fields are situated in Lapland, halfway between Torne river and Kalix river, about 145 *km* north of the Polar Circle, 300 *km* from

---

<sup>1</sup> A list of the most important publications will be found at the end of this paper.

the port of Luleå at the Baltic Sea and 170 *km* from Narvik at the Ofoten fjord in Norway. Both these ports are connected by a railway, built for ore transport, but also connected with the railways of southern Sweden. The distance from Kiruna railway station to Stockholm is 1 413 *km*.

The preparatory work for the mining of the ore was started in 1898; in the following year, when the railing reached Kiruna, it could be continued on a large scale; in 1902 the railway was completed and prepared for an extensive traffic, which commenced in 1903, when about 800 000 tons were exported.

Kiruna is situated in a desolated country, quite uninhabited before the starting of the mining, and only periodically visited by Laps, the nomadic tribes, that for many hundred years have been the only population of the district and still are numerous and comparatively prosperous.

The climate is rather severe, the yearly average temperature being  $-1.5^{\circ}$  C., and the winter, lasting from the beginning of October to the end of May, generally with huge masses of snow and very often with a temperature of  $20^{\circ}$  to  $35^{\circ}$  C. below  $0^{\circ}$ . During one month, at Christmas time, the sun is below the horizon, but in the summer the midnight sun gives a bright illumination day and night.

In the year 1900 the building of houses was started at the new place Kiruna, and since then a community has grown up, now containing about 7 800 inhabitants. From the central part of the town an electric railway is built for the workmen to the foot of Kiirunavaara, from where they are carried on an incline up to the mines.

#### General view of the geology.

The iron ore mountains lie on an elevated plateau consisting of vast moorlands and moraines. Several rather big, rounded mountains and hills rise in the neighbourhood, but Kiirunavaara and Luossavaara are the highest, the former reaching



a height of 748 *m* above sea level and 248 *m* above the flat valley between the two mountains. The whole district lies in the birch region and most of the tops rise above the tree limit.

The ore mountains, forming the central part of the district, consist of igneous rocks, syenites and porphyries, the ores lying in the latter (see map I), and this igneous district is bound on both sides by sedimentary rocks. These are in the west a series of conglomerates, resting on more or less metamorphosed igneous rocks, temporarily called soda-greenstones, all grouped together under the name of the »Kurra-vaara complex». The series, bounding the ore-bearing porphyry district in the east, is called the »Hauki complex» after the hill Haukivaara and consists of quartzites, conglomerates, phyllites, beds of igneous rocks and of a relatively thick formation of quartzitic sandstone. East of these rocks there is another area of ore-bearing porphyry.

The large ore-bearing district of igneous rocks wedges out towards the north, and the Hauki complex here must lie directly on the Kurra-vaara complex. The extent of the latter is not very well known, but we have all reason to believe that this sedimentary series forms the basement for the iron-bearing syenite-porphyry bed. The dip of these sedimentary rocks is always to the east and generally steep. The section (fig. 1), drawn W—E through the Luossavaara mountain, shows the sequence of the different rocks and, as far as we know at present, also the sequence of the age. There are no geological evidences for any kind of irregularity in this sequence as far as concerns the two sedimentary series and the intermediate igneous rocks, but it must be called into question, if there is not a fault line at the border between the quartzitic sandstone and the eastern porphyry district around Sakaravaara and Tuolluvaara.

The boundaries between these two formations are generally covered with heavy moraines or swamps, but in a few

places, where we may expect to see the contact, there have been found peculiar amphibolitic rocks. It has, however, not yet been possible to make a more intimate study of the nature and extent of these rocks.

There is no doubt that dislocations have taken place in this district and that the present distribution of the different rocks to a certain extent is due to folding, but this must have taken place in a comparatively late time.

The folding process, to which the rocks have been subject, has, however, not been of such a thorough consequence

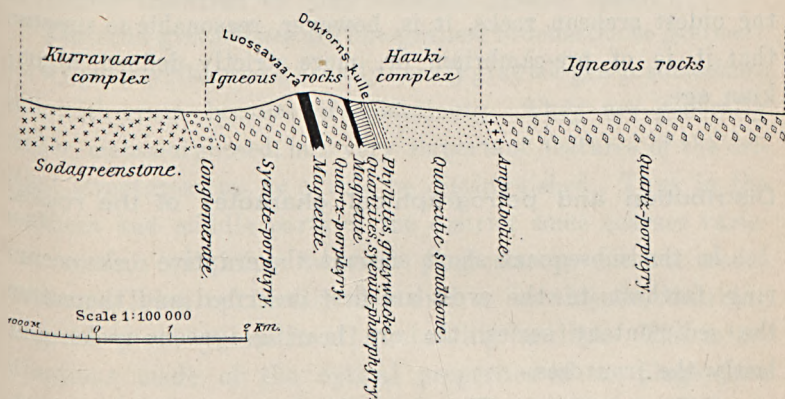


Fig. 1. Section through Luossavaara mountain W-E.

as to produce in general any so great influence upon the structure of the rocks as has been the case in the Gellivare Ore Mountain. It must be considered as an irrefutable fact that the ores there and in Kiirunavaara have the same genesis, and there is also much speaking for the opinion that the ore bearing rocks, which surround the ores in both regions, originally have been of the same kind. That this not now is the case must largely be attributed to dynamic processes which not only affected radically the structure of the rocks and the ore in Gellivare Ore Mountain, but also exercised great influence upon the form and the extent of the ore



bodies. In Kiirunavaara and Luossavaara on the other hand the ores on the whole are lying pretty undisturbed in rocks, which have undergone comparatively inconsiderable metamorphism.

Very little is known concerning the age of the ore bearing rocks and the surrounding sedimentary series in the Kiruna district. No fossils have been found, and there is no reason to presume that any will be found. Nor are the relations between these rocks and those of the surrounding districts very well known. The only thing we can say with certainty is, that the whole rock-complex is younger than the oldest archean rocks, it is, however, reasonable to suppose that it is of pre-cambrian, or, more strictly defined, algonkian age.

#### Distribution and petrographical character of the rocks.

In the subsequent short account the eruptive rocks occurring farthest to the west are first described and thereafter the sedimentary series, the ore bearing igneous rocks, and lastly the iron ores.

*Soda-greenstone.*<sup>1</sup> The rocks which temporarily have been grouped together under this name appear in the extensive mountain of Pathosvaara, in the SE part of the mapped district, and outside the map in the mountains Ailatisvaara and Ädnamvare, in various minor mountains to the west of Luossajärvi, in the Valkeasiipivaara mountain NW of Luossavaara, in the northern part of the Kurravaara mountains and within a great area to the west and east of the Torne river, north of the district of the map pl. 33.

---

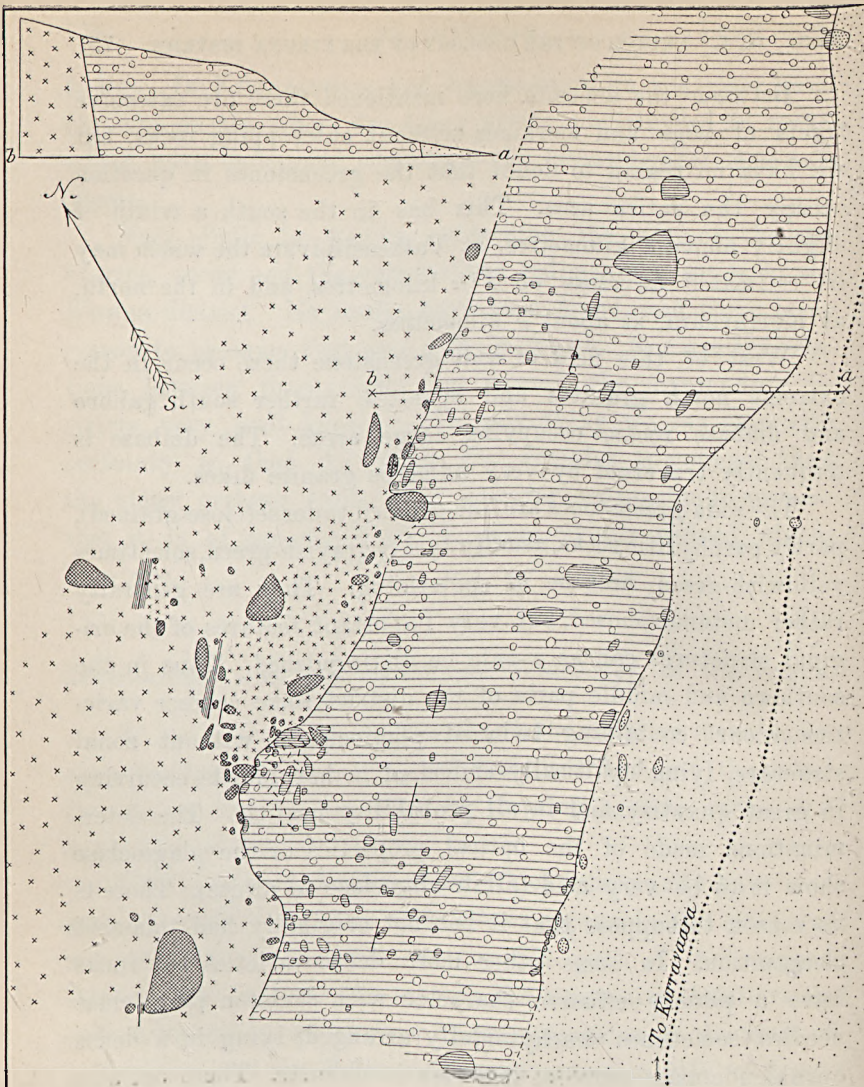
<sup>1</sup> The detailed survey of the soda-greenstone area as well as the Kurravaara complex has been carried out by N. SUNDIUS and N. ZENZÉN, the former in the district between Valkeasiipivaara and Pahtosvaara, the latter between Valkeasiipivaara and the Torne river and both have furnished data for their description.

Between the deposits here mentioned there are extensive tracts of bogs and moraines without outcropping rocks, but we have no reason to doubt that the greenstones in question occupy the entire area. This has in the south a width of slightly above 8 kilometres, at Valkeasiipivara the width may be estimated at close on 2 1/2 kilometres, and in the north, at Kurravaara, at about 5 kilometres.

West of this field of soda-greenstone there occur in the extreme north granites and syenites, further south gabbro and diabase rocks, occupying large areas. The diabase is frequently traversed by very numerous granite dikes.

The soda-greenstones are fine-grained to dense (close-grained), partly porphyritic rocks, usually darkly grayish-green, sometimes yellowish-green because of epidotizing. They are generally rather metamorphosed, but very important features of the original structures can as a rule be distinguished. Thus in the southern and middle parts of the district some coarser varieties occur, containing twinned plagioclases, without zonal structure, lying optically embodied in hornblende, occurring in great quantity and in all probability uralitic. The determinations made of the optical properties of the plagioclase show it to be very acid (albite-oligoclase to albite). There is no reason to suppose that it has not originally had this acid composition. In some other more dense varieties the rocks have a plainly effusive character with skeleton plagioclase needles sometimes trachytoidally arranged, lying in a dense hornblende-mass more or less rich in chlorite. There are also numerous gradual transitions between the two varieties described. The fine-grained varieties sometimes carry tabular plagioclases as phenocrysts, and pseudomorphoses of dark minerals. W and N of Valkeasiipivaara there occur besides hornblende as newformed minerals epidote, chlorite, calcite and quartz. In Pahtosvaara these newformed minerals play a subordinate part, the rocks in return having been scapolitized in a high degree. Besides the minerals already men-





THE KURRAVAARA COMPLEX  
 in  
 VALKEASIIPIVAARA  
 by N. SUNDIUS.

Scale 1:8,000

100 50 0 100 200 300 M.

- | Exposed. | Not exposed                |
|----------|----------------------------|
|          | Soda greenstone.           |
|          | " " coarser.               |
|          | Stratified tuffs.          |
|          | Kurravaara Conglomerate.   |
|          | With numerous pebbles.     |
|          | Nearly pebble-free layers. |
|          | Unmistakable tuff.         |
|          | Syenite porphyry.          |
|          | Path                       |

tioned the soda-greenstones constantly carry small amounts of magnetite and titanite, both being in most cases newformed.

The structures of the dense soda-greenstones indicate their effusive character and in several cases proofs have been gained of the fact that the respective areas are built up of several beds of lava with interstratified sedimentary tuffs, sometimes still showing their original clastic structure. Together with these tuffs there is on Valkeasiipivaara a short narrow stripe of conglomerate of the same structure and composition as the Kurravaara-conglomerate. This stripe of conglomerate is a transition between the tuffs in the soda-greenstones and the Kurravaara-conglomerate.

The soda-greenstones cannot be regarded as real diabases but may be considered as syenite-porphyry rocks rich in dark minerals. Within their area there are also varieties somewhat richer in feldspar, forming transitions to syenite-porphyrines. On the northwestern part of Pahtosvaara on the other hand the feldspars have a more basic character (oligoclase to andesine) and thus the greenstones here have a more dioritic composition. In several places there occur some highly weathered rocks, which possibly originally were free from feldspar.

*The Kurravaara-Conglomerate* is built up of alternating layers with pebbles and without pebbles. These, generally well rounded, seem in the northernmost part nearest to the soda-greenstones to be of the same kind as the underlying rock, but otherwise to consist mostly of syenite-porphyrines showing transitions on one hand to dense effusive, on the other hand to somewhat coarser, syenitic varieties. Besides, there are some pebbles of soda-greenstones and of intermediate forms between these and syenite-porphyrines. The latter are often rich in magnetite and pass through intermediate forms into magnetite-syenite-porphyrines. Pebbles of pure magnetite also occur, sometimes containing apatite. In the northern part of the conglomerate, pebbles of dense quartzites are



scattered around, as well as striped jasper and crystalline limestone. There are also pebbles of rocks with clastic structures, most nearly corresponding to some of the tuffs occurring among the soda-greenstones, or, as in Pahtosvaara, to the layers in the conglomerate itself which have no pebbles. It is especially to be emphasized that there occur no pebbles either of gneiss or quartz-porphry or of any deep-seated rocks, except such allied to syenite-porphyrines. The matrix of the conglomerate as well as the similar pebble-free, often stratified layers consist of small grains of the same rocks as the pebbles and of fragments of an acid plagioclase (albite or albite-oligoclase) lying interspersed in a groundmass, in the southern part of the district consisting of a mass rich in hornblende and epidote, in the northern part of chlorite, calcite and secondary quartz. In Pahtosvaara the dark minerals are sometimes wanting, making it difficult to determine the boundary against the syenite-porphry which these rocks macroscopically resemble. Some of the pebble-free, stratified layers here have a remarkable resemblance to the stratified tuffs occurring among the soda-greenstones. In several cases the composition of the pebble-free layers corresponds to a syenitic rock rich in soda, in other cases they might at least originally have had a composition coming near to that of the soda-greenstones.

Like the latter the Kurravaara-conglomerate on Pahtosvaara is scapolitized in a high degree, which kind of metamorphosis also can be traced eastwards in the syenite-porphry.

There are locally on Valkeasiipivaara some layers of small angular fragments or queerly twisted pebbles, which have an unmistakable character of tuffs. It is especially to be remarked that among the fragments there are magnetite-syenite-porphyrines with a typical effusive structure. In the Kurravaara mountains there occur a couple of stripes up to 1,200 metres in length of a light rock containing numerous

fragments of porphyry-quartzes, and sometimes of syenite-porphry (albite feldspar). It is impossible to explain the origin of those rocks except as quartz-porphry tuffs. In some places of the same region there are also effusive syenite-porphryes, but it is possible that these have been placed in their present position within the conglomerate by tectonic dislocations. Dike-rocks allied to the soda-greenstones, as well as dikes of syenite-porphryes and of syenite are, in the southernmost parts of the district, not uncommon in the Kurraavaara-conglomerate and the surrounding rocks. The more important observations regarding the Kurraavaara-conglomerate may be summarised as follows:

the pebble-free layers and the matrix of the conglomerate have a composition very different from ordinary sediments;

the feldspar does not generally show any traces of a previous weathering and in most cases the pebbles are composed of effusive rocks;

unmistakable tuffs occur, containing fragments of rocks of the same kind as the pebbles of the conglomerate;

there is a conformity between the layers of the conglomerate and the banks of the soda-greenstones;

some of the layers of the conglomerate are very similar to the tuffs of the soda-greenstones, and

doubtless effusive rocks, genetically related to each other, occur in the foot- and in the hanging-wall of the conglomerate and possibly also in the conglomerate itself.

These facts seem to lead to the conclusion that the whole series of conglomerate and interstratified rocks are tuffs and this will also explain why the layers are chiefly built up of syenite-porphryes, though the basement does not contain such rocks to any considerable extent.

The *Hauki complex* appears between the southern part of Kiirunavaara and the Torne River, thus within an area about 15 kilometres in length, but it is nevertheless only at a few



places that all its members are found. The complex has its greatest development in Haukivaara and on the slope of Luossavaara. At the first mentioned place it reaches a horizontal width of 500 metres, except the uppermost layer, the quartzitic sandstone, which alone has a width of more than 1,000 metres; at the hill Olofs Kulle, to the south of Nokutusjärvi, the width is about 250 metres without the sandstone. In most places where it has been possible to determine the dip of the layers, this is fairly steep to the east, more exceptionally vertical.

The complex may be divided into three members, the older one consisting of quartzites with beds of igneous rocks, the intermediate one of greywackes and phyllites and the uppermost of quartzitic sandstone. ZENZÉN, who has carried out the close investigation in the northern part and together with LOOSSTRÖM also in Haukivaara, is of the opinion that the older of these members ceases north of Syväjärvi, and that thus only the younger are found in the Kurravaara mountains and east of them.

As is seen on the maps, there is a sudden break in the formation in Haukivaara, all the older layers suddenly wedging out into the porphyry, an apparent alternate bedding between porphyry, phyllite and quartzitic sandstone taking place. Further south only phyllite and quartzitic sandstone appear. These conditions no doubt depend upon a series of faults produced by folding and subsequent erosion of all layers south of the hill Porfyrberget,<sup>1</sup> with the exception of the quartzitic sandstone and a portion of the phyllite, of which rock some remains or possibly a narrow band is found on several places far down upon the eastern slope of Kiirunaavaara.

The sequence of the layers within the Hauki complex on the eastern slope of Luossavaara is illustrated by the vertical

---

<sup>1</sup> Porfyrberget forms the wedge of quartz-porphyry visible on the map (pl. 1) immediately east of the name Haukivaara.

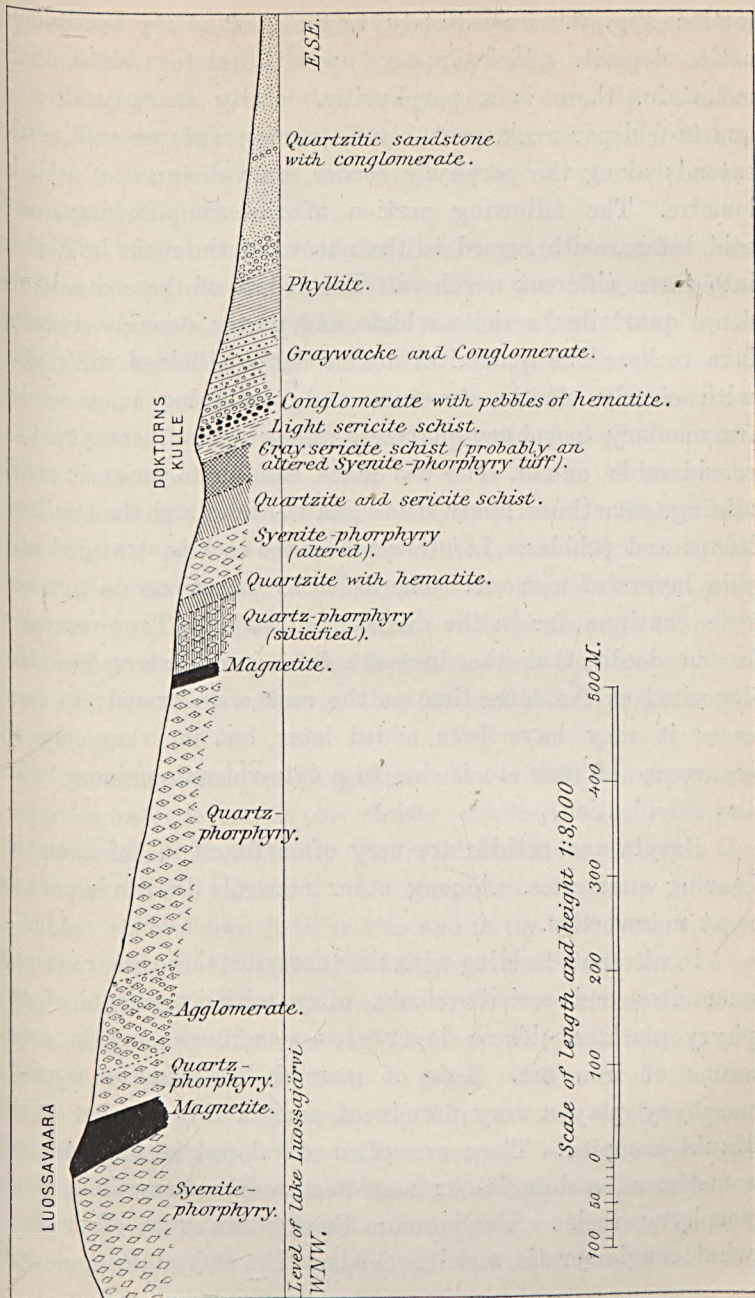


Fig. 3. Section through the Hauki complex. E slope of Luossavaara.



section Fig. 3. Immediately to the East of the small magnetite deposit, which appears upon the eastern slope of the mountain, there is a porphyritic, locally strongly silicified quartz-feldspar rock, probably a quartz-porphry tuff, which extends along the porphyry border for a distance of  $1\frac{1}{2}$  kilometre. The following portion of the complex may, as is said before, with regard to the nature of the rocks be divided into three different members. The oldest of these consists of dense quartzites, sericite schists, and partly strongly schistose lava rocks. The quartzites are no doubt silicified tuffs, often with clearly clastic structure and containing more or less fragmentary porphyry-quartzes. They carry hematite to a considerable extent, but not much enough to make it worth mining, sometimes finely disseminated, now and then as large lumps and pebbles. In other places the rock is stratified with thin layers of iron ore. The different variations do not as a rule continue far in the direction of strike. There seems to be no doubt that the iron ore to a great extent has been deposited at the same time as the rock was formed; in some cases it may have been added later, but in every case the occurrence of iron ore is due to a late-volcanic process, before the silicification.

Baryte and orthite are very often found in the hematite-bearing quartzites. Among other minerals fluorite is perhaps most noteworthy.

In alternate bedding with the quartzites there occur sericitic quartzites and sericite-schists, often with fragments of porphyry-quartzes. These layers too sometimes contain small seams of iron ore. Beds of more or less schistose syenite-porphry play a very prominent part in this member of the Hauki complex. They are often developed as amygdaloids, sometimes as breccia- or conglomerate-like formations of the porphyry rocks. Furthermore there occur gray, often somewhat conglomeratic sericite-schists. The amygdules generally

consist of quartz and calcite, but fluorite and baryte also have been found, the latter mineral also in small veins.

The syenite-porphyrines are generally strongly sericitized and towards their borders often somewhat silicified; for that reason it is sometimes impossible to fix the contact between them and the other rocks.

The second member of the Hauki complex consists of two distinctly separated layers, the older one composed of conglomerates and greywacke, the younger of phyllites with a well developed cleavage structure. Of particularly great interest is a layer of conglomerate with pebbles of hematite occurring in the lower zone at a certain geological horizon. This conglomerate has a thickness of about 15 metres and extends along the whole slope of Luossavaara. The pebbles, varying in size between some millimetres and several decimetres, consist partly of porphyries and other rocks, and partly of more or less pure hematite — the percentage of iron in one series of tests has been found to vary between 59.36 and 43.39 %. In most instances they are indubitably water-worn fragments.

A circumstance worth consideration is that this ore bearing conglomerate seems to be chiefly confined to the slope of Luossavaara. It certainly occurs in Haukivaara, but is there less developed. Besides the comparatively pure hematite pebbles there enter, both in this and in the other conglomerate layers, pebbles of hematite-bearing quartzite and syenite-porphyrines of the varieties found in the lower portion of the complex. Especially important are the frequently occurring quartz-porphry pebbles, which to a great extent are of the same kind as the quartz-porphry of Kiirunavaara with micropoikilitic groundmass. The others are of very similar types, which differ from the former only through the occurrence of quartz phenocrysts. No pebbles of quartz-porphry or of the characteristic hematite-bearing quartzites of the Hauki com-



plex have been observed at a lower level within the conglomerates of the district.

As has already been told, the upper zone of the second member of the Hauki complex consists of mostly gray or grayish-green phyllites with well developed cleavage.

The topmost stratum of the Hauki complex consists of quartzitic sandstone, which, as is seen from the map, is of a much greater thickness and extent than any of the others. It is usually distinctly clastic. Especially more fine-grained parts are sometimes very well schistose. Beds of conglomerate rich in pebbles occur. Looked upon as a whole they are concentrated on two levels, one near the underlying phyllite, the other not very far from the eastern boundary of the quartzitic sandstone.

The pebbles of these conglomerates mainly consist only of quartz-porphyrines and syenite-porphyrines, both of the same kind as those occurring in the greywacke. Furthermore there are often seen fragments of generally gray or dark-gray phyllitic rocks, these sometimes show clastic structures, but generally their original structures have been obliterated.

The bulk of the quartzitic sandstone may contain about 70—75 % quartz.

#### The ore bearing igneous rocks.

The borders between the Kurravaara complex and the great masses of igneous rocks in which the Kiirunavaara and Luossavaara ores are imbedded, are not known except at a single place in Valkeasiipivaara, where a fine-grained gray porphyry is lying immediately in contact with the conglomerate. Otherwise the eruptive rocks can only be studied on the two ore mountains, on the slopes of which they often outcrop through the moraine cover, as well as in some mountains north and north-east of the same. In the ore mountains several different species of rocks can be distinguished, viz.

syenites and syenite-porphyrries, which occur to the west of the ores, and quartz-porphyrries east of the ores.

Far down upon the western slope of Kiirunavaara there appears a fine-grained, gray or bright red *syenite*, the extent of which is little known. It may be described as an augite-syenite, rich in soda, and it consists chiefly of perthitic feldspar and very often uralitized augite with rather much magnetite and titanite, a little quartz etc.

According to GELJER the quantitative relations between the constituents vary, but the composition is most often about 65 per cent of feldspar, 15 per cent of augite (uralite), 10—15 per cent of magnetite, the rest are minor constituents (especially titanite and apatite). The colour of the feldspar is (macroscopically) gray, grayish purple, brown or yellowish white. It is a very acid oligoclase-albite with generally subordinate intergrowths of potash-feldspar. The augite is an almost colourless diopsidic augite, the uralitic hornblende is of a very light bluish green colour. The augite sometimes occurs in a very complicatedly orientated intergrowth with the feldspar. Very peculiar is the mode of occurrence of the titanite, which forms a mesostasis between the light minerals or occurs in exceedingly branching individuals in the feldspar or as a coating around the apatite grains, also eating its way along their cleavage cracks.

To the east of the syenite the *syenite-porphyrries* occur. At those places, where the contacts could be more closely studied, no sharp contact between the syenite and the porphyries however could be observed, the conditions on the contrary rather pointing to a rapid transition. — The syenite-porphyrries are pretty varying as regards to appearance and composition. GELJER describes them in the following manner

They carry few and rather small phenocrysts of feldspar and of augite or uralite in a very fine-grained or dense, generally gray groundmass. The feldspar phenocrysts contain less potash-feldspar than the perthite of the syenite and pos-



sibly consist of a somewhat more basic plagioclase. The potash percentage is evidently gathered in the groundmass.



Fig. 4. Nodular syenite-porphphyry, Kiiirunavaara. Nat. size. Large nodules consisting in this case mainly of biotite. The darker gray areas of the specimen are jointing planes, the lighter ones are freshly broken surfaces. The faint red rings surrounding the nodules do not appear distinctly in the figure.

The latter also contains hornblende (probably always uralitic), more seldom augite, and often much magnetite. The titanite has always evidently replaced other minerals, as is generally

the case in the syenite. The structure of the groundmass is sometimes sphaerulitic, sometimes trachytoidal, the feldspars are, however, generally but little elongated. Very peculiar is the occurrence of amygdale-like nodules, generally reaching from 0.5 to a few *cm* in size and most often well rounded. They are sometimes compact sphaeroids, sometimes incompletely filled vesicle-like cavities, and are composed of hornblende, titanite, magnetite, apatite, biotite and sometimes feldspar, the minerals occurring now alone and now several together, and their relative quantities being about corresponding to the order in which they are enumerated. They all occur in larger individuals than in the surrounding rock. The feldspar, which is similar to the perthite of the syenite, when occurring generally coats the walls of the nodule, while the other minerals occupy the centre. The same minerals also fill thin fissures in the porphyries. Along these veins and around the nodules the otherwise gray porphyry is within a narrow zone pink-coloured and consists only of feldspar, the dark minerals being absent. Rock phases rich in nodules thus — apart from the nodules — show a pinkish colour. Such varieties are common e. g. along the ore contact on southern Kiirunavaara. As will be shown by examples from another locality, there are no such light rings around nodules consisting only of feldspar. From these facts and from the results of the microscopic investigations GELJER has drawn the conclusion that these nodules are concretionary bodies, formed during the late-magmatic period and grading into the normal groundmass on one hand and into true vesicles on the other. They are genetically related to the miarolitic cavities of deep-seated igneous rocks, and to litophysæ.<sup>1</sup>

Lastly attention must be called to the fact that there are

<sup>1</sup> According to BÄCKSTRÖM these amygdale-like nodules are the true vesicles of the originally vesicular effusive lava, afterwards filled with secondary minerals, all of which occur as secondary also in the rock itself; the formation of these minerals is considered due to hydrothermal processes, contemporaneous with the coming of the main ore sheet.



seen schlieren in the porphyries, which are abnormally rich in magnetite or apatite.

The already described syenite-porphyries of Kiirunavaara are on the north-western slope of the mountain cut by a system of dikes of a syenite-porphyry, which is somewhat more acid and poor in magnetite and structurally resembles the quartz-



Fig. 5. Magnetite-syenite-porphyry, south of Nokutusjärvi. Ord. light. Magn. 35 times. White is albite, the black magnetite is squeezed in between the albite individuals.

porphyry occurring east of the ore body. Some of these dikes are older than the ore, but some are younger.

In Luossavaara the syenite-porphyries are visible on the surface only in the vicinity of the mountain top and they are here of the same character as in Kiirunavaara. To a great distance from the ore bed there occur in the rocks very numerous small veins and dikes of magnetite, containing large titanite crystals and some quartz. These dikes are associated with quartz-hematite veins.

The porphyries occurring on Valkeasiipivaara are most similar to the gray porphyries of Kiirunavaara. Those occur-

ring between Luossavaara and Nokutusjärvi are on the contrary of a somewhat different type, though showing a strong consanguinity to the already described ones. The feldspar is generally pure albite, without any perthitic intergrowths, dark silicates are rare or totally wanting, but magnetite occurs in great quantities, within large areas making up 30 per cent of the rock (magnetite-syenite-porphry). Most often it has crystallized after the feldspar (Fig. 5). Nodules are common, mostly consisting of albite and with no light rings around them.

These porphyries continue up to Hopukka, but on the eastern slope of this mountain there occurs instead of them a reddish-gray syenite-porphry with small quartz amygdules. Part of the Hopukka porphyries contain as principal constituent a finely crosstwinned feldspar, which is probably an orthoclase as it is not similar to microcline. These porphyries sometimes show pronounced effusive characters. The feldspar just mentioned is the main constituent also of the partly agglomeratic porphyries of Väливаара. These rocks — as well as those of Hopukka — contain magnetite and some biotite, but no other dark minerals.

On Väливаара there are perhaps two different beds of syenite-porphry. Similar rocks, often agglomeratic or amygdaloid, continue eastwards to Palsivaara.

The *quartz-porphry* forms the bedrock on the eastern slope of both the ore mountains and within the main part of the municipality of Kiruna. It generally carries numerous rounded feldspar phenocrysts, about 1 *cm* in size and of a red colour, in a dense, reddish gray, red or sometimes dark gray groundmass. Phenocrysts of quartz never occur, except in the more acid variety occurring on western Kiirunavaara as dikes, cutting the syenitic rocks. The feldspar forming the phenocrysts is a perthite, somewhat more acid than the phenocrysts of the syenite-porphryes, as the plagioclase component is albite. The groundmass is much more fine-



grained than that of the syenite-porphyrries, microgranitic or beautifully micropoikilitic, seldom sphærolitic. The quartz content of the rock is generally 15—25 per cent; magnetite is a common constituent, sometimes up to about 10 per cent. Like the syenitic rocks the quartz-porphiry is a sodic rock, though with a considerable percentage of potash.

This porphyry also occurs on Hopukka and within a small area more to the ENE, in the last-mentioned case it is agglomeratic. On Luossavaara and between this mountain and lake Nokutusjärvi there are tuff-like agglomeratic areas in this rock.

It is a remarkable fact that the great ore bodies of Kiirunavaara and Luossavaara occur between two beds of porphyries of rather different composition, their foot wall consisting of syenitic rocks with a silica percentage of about 60, the hanging wall of quartz-porphyrries with about 70 per cent silica. This fact is illustrated by the analyses in Table II on pages 786—787 of which No 1—6 and 11 represent the main mass of the syenitic rocks and No 13—16 the quartz-porphyrries.

Although the boundary between these two rocks everywhere is covered by moraines there is not much doubt where this line ought to be drawn. South of the lake Nokutusjärvi, however, there have, according to Geijer, been found outcrops of the different porphyries at only some meters distance from each other.

Close to its eastern border, especially on and northeast of Luossavaara, the quartz-porphiry is interwoven with innumerable dikes of finely crystalline apatite, generally very small but sometimes up to more than one meter wide. These dikes are often very rich in ore minerals (magnetite and hematite) and then resemble some ore varieties of Kiirunavaara and Luossavaara. They are often striped by alternating bands of ore and of pure apatite. They often also contain much tourmaline, sometimes quartz and albite, and show flow-structures and orientated intergrowths. On eastern Kii-

runavaara there occur small schliere-like dikes of magnetite, and ore bodies rich in apatite and surrounded by quartz-porphry on all sides.

Extremely interesting is the occurrence in the quartz-porphry especially around the southern end of Lake Luossa-



Fig. 6. Ore fragments in quartz-porphry. Weathered surface. Nat. size.

järvi and on Luossavaara of numerous fragments of magnetite, quite similar to many of the different ore varieties of Kiirunavaara and Luossavaara (Fig. 6). A satisfactory explanation of this fact does not yet seem to have been found but it is evident that it ought to be taken into serious consideration when discussing the origin of the iron ore and the surrounding rocks.



On the eastern slope of Luossavaara, immediately east of the quartz-porphyry, there occurs a rather narrow band of magnetite ore (the so called »Rektor» ore). Its mineralogical composition is similar to that of the apatite dikes described above. The same is the case of the most southern ore bodies in the Nokutusvaara ore field (between the Lakes Nokutusjärvi and Syväjärvi), while more to the north, within the same field, the ore occurs as small schlieren in a syenite-porphyry, whose relations to the other porphyries are unknown.

The eastern porphyry district, north and south of *Tuolluvaara* and by GELJER described under the name »The Tuolluvaara District» is occupied by a quartz-porphyry, which has almost quite the same chemical composition as the quartz-porphyry of Kiirunavaara-Luossavaara, but differs from this rock by having a more coarse-grained groundmass, the structure of which perhaps is secondary. In this porphyry lies the Tuolluvaara ore field: dike-like bodies of magnetite, generally surrounded by ore-breccia, *i. e.* porphyry, intersected by innumerable dikes and veins of magnetite. The ore is rather similar to that of Kiirunavaara-Luossavaara, but in general not so high in phosphorus.

More to the north, on Mount Sakaravaara, there occur syenite-porphyries closely related to the soda-greenstones, and a porphyry with quartz phenocrysts. This quartz-porphyry shows no signs of having undergone pressure metamorphism (the quartz-phenocrysts are quite intact), but has nevertheless a groundmass structurally resembling that of the Tuolluvaara porphyry. The syenite-porphyries are here locally altered to scapolite-biotite rocks.

### The Iron Ore.

In the area here described there occurs commercially valuable iron ore in Kiirunavaara, in the mountain ridge it-

self and in some minor deposits to the SE of the great ore body, in Luossavaara as a comparatively large deposit commencing far down on the southern slope of the mountain, and extending across the top down upon the northern slope, and as a small deposit upon the eastern slope of the mountain, and finally in Tuolluvara. There are, besides, minor deposits of low grade magnetic iron ore in a small area between the lakes Syväjärvi and Nokutusjärvi, and there appear numerous long but narrow strata of low grade hematite in the rocks of the Hauki complex.

As a result of the very extensive magnetic surveys, which have been made in the district, it has, however, been proved that magnetic iron ore occurs disseminated in the surrounding rocks to such an extent that at several different places it causes a greater or lesser attraction of the magnetic needle. It has thus been shown that the Kurravaara conglomerate west of Nokutusjärvi is pretty strongly magnetic, and there is reason to believe that by continued magnetic surveys it will be possible to determine the extent of this conglomerate layer where it is covered by moraines and swamps. West and south of Syväjärvi the syenite porphyry contains so much magnetite, in thin streaks, that it has been subject of rather extensive prospecting without, however, meeting with any ore body. South of Nokutusjärvi the syenite porphyry is very rich in magnetite and occasionally contains up to 30 % of that mineral. From the shore of this lake the syenite-porphry area with strongly magnetic attraction continues about  $2\frac{1}{2}$  kilometres towards the south-east to a point situated about 800 metres west of the summit of Luossavaara. To the west of Kiirunavaara there are scattered compass attractions probably belonging to three separate zones at a distance of 500, 1150 and 1750 metres resp. from the ore ridge. Of these the middle one is the most strongly developed.

These facts, being of a great importance not only as regards the knowledge of the extent of several of the rocks,



but also for the explanation of the distribution and the origin of the ore, will be thoroughly described by V. CARLHEIM-GYLLENSKÖLD.

The *Kiirunavaara* ore deposit commences in Luossajärvi and continues towards the south, as far as is known, with a length of somewhat more than 5 kilometres. The mountain ridge itself, with a length of about 3,5 kilometres, consisting exclusively of iron ore, is divided into 11 more or less strongly marked hills. When the survey and mapping of the mountain was executed in 1875 by a commission appointed by the Government, these hills were given names after the persons who in some way or other took part in the work, and these names are found upon the longitudinal section on the accompanying map (Pl. 34).<sup>1</sup>

Although the iron ore generally is intersected by innumerable joints, it has resisted the erosion very much better than the surrounding rocks, which is the reason why the ore forms an elevated ridge in Kiirunavaara and a well marked top in Luossavaara. In the former mountain the ore dips to the east about 54°. The hanging wall has been eroded more than the foot wall and for this reason we do not get the right width of the ore body by a direct measurement. It has, however, been possible to find the dimensions near the surface with the help of cross sections constructed according to the angles of dip, found by diamond drillings.

In the about 3000 metres long mountain ridge, where the boundaries of the ore body are very well known, its horizontal width is on an average 96 metres and the thickness, at right angles to the hanging and foot walls, 78 metres, according to measurements made on 56 section-lines, taken 50 metres apart. There

---

<sup>1</sup> The names are: Vaktmästaren (the waiter), Grufingeniören (the mining engineer), Geologen (the geologist), Statsrådet (the minister of Interior), Bergmästaren (the inspector of mines), Direktören (the director), Pojken (the boy), Kapten (the captain), Landshöfdingen (the governor), Professorn (the professor), Jägmästaren (the forest surveyor).

is no exception from the rule that the ore body is heavier in and around the highest tops and narrower in the lower parts of the ridge. The maximum thickness has been found in a cross section through the hill Geologen, where the horizontal width is 196 metres and the thickness about 164 metres. In the highest peak, Statsrådet, in a tunnel right across the ore body, 138 metres above the level of the lake, the horizontal width is 188 metres. In the lowest parts of the ridge the width of the ore varies between 40 and 56 metres.

The horizontal area of the ore body, including the deposits SE of the ridge as well as the deposits in the lake, has by adding areas of horizontal sections, each of a length of 50 metres, taken at the outcropping of the hanging wall, been calculated to be about 436,000 square metres.

The question as to the depth which this deposit reaches is of equally great interest from a theoretical as from a practical point of view, but unfortunately we are lacking material for a safe estimate of the same. In order to obtain information as to the quantity and quality of the ore, a great number of diamond borings were however made to a total length of nearly 6,000 metres, and important conclusions may be drawn from the results of these borings.

Below the level of the lake Luossajärvi the boundary between the hanging wall and the ore is struck at 8 different points of which 3 lay resp. 146,7, 205 and 236,7 metres under that level. The boundary between the ore and the foot wall has been struck at 6 points of which two lay at a depth of 106,8 and 114,3 metres. The greatest known depth of the ore is in the claim Zenobia, where the drill hole finished in ore 300,6 metres below the lake, and thus 548 metres under the mountain's highest top. Here the ore must have a considerably greater breadth deep down than in daylight.

The borings, as well as the mining, have proved, that the dip of both the hanging wall and the foot wall is very variable, but, if the averages for all observations are calculated, it becomes



practically equal. Thus these borings confirm the supposition first arrived to, that the walls of the ore body are very uneven and consequently that such variations in the thickness as occur in the surface also may occur in the vestical direction. In other words, we must not from the incidental decrease in thickness draw the conclusion that the ore rapidly wedges out. On the contrary there seems to be very strong reason to believe, that the ore body continues to a great depth, an assumption, which has been strongly confirmed by the survey of CARLHEIM GYLLENSKÖLD.

The ore deposit in *Luossavaara* which is quite separated from that of *Kiirunavaara* has a length of about 1,200 metres and reaches its greatest width of about 50 metres in the top of the mountain. The ore dips about 65 to 70° E. Those diamond borings, which have hitherto been carried out, indicate a decrease in thickness of the ore body towards the depth.

In the hill *Tuolluvaara* there is a number of ore deposits scattered around. The largest of them has a horizontal width of up to 30 metres, and dips about 60° SE. The horizontal area of the outcrop of all the more valuable ore bodies has been estimated to about 14,800 square metres. According to the results of some deep drill holes, the largest should wedge out 230 metres below the surface, but there are strong reasons to believe that it has a pitch to SW and probably continues to a greater depth.

In the three deposits here described, there are rather few exceptions from the rule that the contact between the ore and the surrounding rocks is very distinct, quite normal and pure iron ore occurring close to typical porphyry. In the neighbourhood of the ore body and sometimes in a short distance from it the porphyry in the foot wall contains very numerous small dikes of iron ore, not seldom, as in *Tuolluvaara* and *Kiirunavaara*, in such a way that the rock resembles a true breccia. The foot wall in the hill *Gruf-*

ingeniören in Kirunavaara offers in this respect some very interesting features.

These ore deposits are distinguished from most others by their being almost entirely devoid of other rocks, the only exceptions to speak of being in Kiirunavaara a dike of acid syenite-porphry, about 15 metres wide, crossing the whole ore body in the hill Geologen, and some small masses of porphyry near the same hill.

Another, more interesting peculiarity is the richness of iron. The ore, consisting almost exclusively of magnetite, is remarkably free from all non-metallic constituents, except apatite. Hematite occurs intermixed to a larger extent in the hill Professorn and in some parts of Luossavaara; as small irregular lumps, crystals and very numerous thin crackfilings in the magnetite the mineral is found everywhere, but perhaps most commonly in the hills Geologen, Bergmästaren and Kaptén in Kiirunavaara and also in Tuolluvaara.

Among other minerals, occurring sparingly, may be mentioned pyroxene and uralite, turmaline, talc and asbestos; calcite and pyrite are rather common in cracks at greater depths, especially in the hill Professorn; rutile is found in thin sections of very pure magnetite in the hill Vaktmästaren, titanite as idiomorphic crystals in the ore, for instance in the southernmost hill Jägmästaren and more commonly in Luossavaara. The amount of titanitic acid in the ores is generally not as much as 0.5 %, the sulphur percentage averages 0.05 or less.

Apatite is always present, but in the most varying proportions. In the northernmost hill, Vaktmästaren, now mostly outquarried, and also in the most southern hills, Professorn and Jägmästaren, there is ore with as little as 0.16 percent of apatite in such quantities as to permit mining on a large scale; in the intermediate parts of the mountain the percentage of phosphorus is generally high, sometimes rising to 4 or 5, corresponding to 21.6 to 27 percent of apatite. Even



the mode of occurrence is very variable. Sometimes the mineral in large quantities is so finely disseminated in the magnetite that it cannot be discovered without the microscope (see fig. 7). Otherwise it is found as smaller grains, as fine veins or fillings of cracks, or as irregularly formed, in many cases bed-like masses up to 0.3 metres in width and 10 to 15 metres in length.

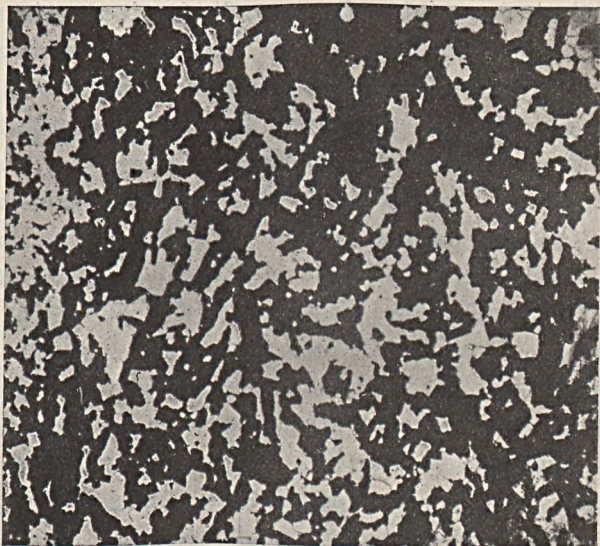


Fig. 7. Ore, Bergmästaren, Kiirunavaara. Ord. light. Magn. 14 times. The apatite has crystallized somewhat before the magnetite.

In some parts of the Kiirunavaara ridge and especially near the foot wall in the hills Statsrådet, Geologen and Kapten the ore is laminated and consists of very thin layers of apatite alternating with thin sheets of iron ore. This produces a remarkably fine stratified structure, which no doubt is one reason why some geologists have made up their mind that the ore body must be of sedimentary origin.

In other cases the structure of the apatite masses more resembles that of ordinary mineral dikes.

Figs. 8 and 9 give examples of different modes of occurrence of the apatite.<sup>1</sup>

The ore in Kiirunavaara and Luossavaara is always extremely compact and hard and shows macroscopically in general no crystalline texture. The Tuolluvaara ore has a fine-grained crystalline structure. In the first named mountains,



Fig. 8. Ore and apatite, Bergmästaren, Kiirunavaara.  $\frac{1}{4}$  of nat. size.

but especially in Kiirunavaara, there is a very conspicuous jointing, which has the effect that the ore, when blasted, splits in small, often rhomboidlike pieces.

To give an idea of the chemical composition of the ore some representative analyses are given below in Table I:

<sup>1</sup> These figures are taken from P. GEIJER, »Igneous rocks and iron ores», that gives a very detailed description of the relations between apatite and magnetite.



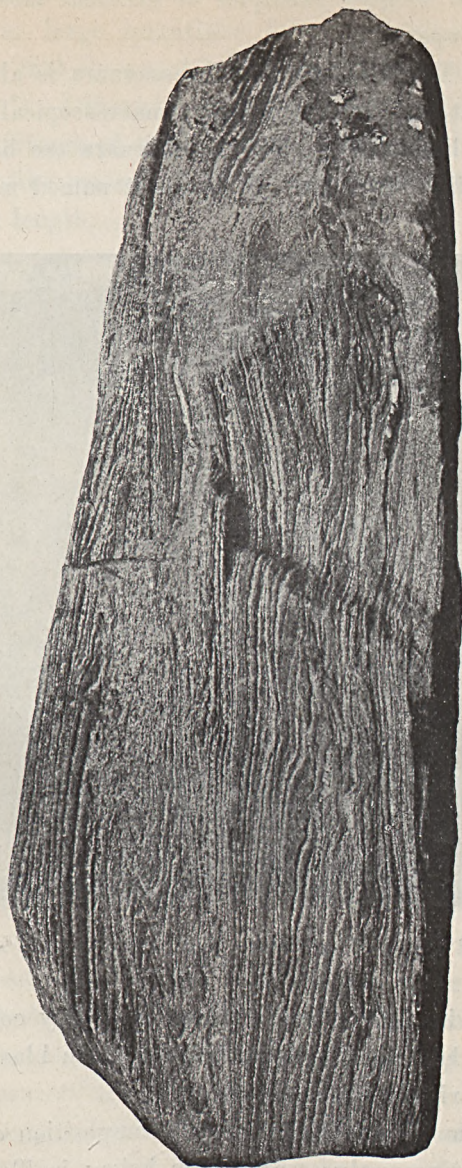


Fig. 9. Schlieric, rudely »stratified» ore, Statsrådet, Kiirunavaara.  
Weathered surface.  $\frac{7}{10}$  of nat. size.

Table I.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> . . . . .	76.01	91.50	65.31	96.10	68.73	89.39	90.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4.58	0.94	5.83	0.76	26.33	2.85	4.60
MnO . . . . .	0.93	0.20	0.15	0.13	0.22	0.12	0.12
MgO . . . . .	0.75	1.45	1.15	0.62	0.54	1.94	1.83
CaO . . . . .	8.92	2.22	14.04	0.60	0.60	0.81	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.79	0.81	1.26	0.20	1.38	0.48	0.34
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.13	0.21	0.05	0.50	0.30	0.17	0.11
SiO <sub>2</sub> . . . . .	1.80	1.74	1.04	1.02	1.94	3.66	2.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	6.713	1.28	10.97	0.016	0.122	0.19	0.016
S . . . . .	0.050	0.018	0.036	0.026	0.014	0.045	0.059
	<b>100.673</b>	<b>100.368</b>	<b>99.836</b>	<b>99.972</b>	<b>100.176</b>	<b>99.655</b>	<b>99.685</b>
Fe . . . . .	58.25	66.92	51.37	70.12	68.20	66.72	68.43
P . . . . .	2.931	0.561	4.789	0.007	0.053	0.085	0.007

1. Kiirunavaara, Direktören.
2.       >       Gruftingeniören.
3.       >       Geologen.
4.       >       Vaktmästaren.
5. Luossavaara, Balder.
6. Tuolluvaara.
7.       >

## Origin of the ores.

The question of the genesis of these enormous Iron-ore deposits most naturally have attracted the interest of the geologists, who have been working with or writing on this district. The theories expressed essentially follow two lines: the *pneumatolytic-hydrothermal*, proposed by BÄCKSTRÖM 1898 and supported by DE LAUNAY in 1903, and the *magmatic*, first suggested by HÖGBOM, and defended by STUTZER and lastly by GEIJER. The first theory is formulated by BÄCKSTRÖM in 1904 as follows:

•The great ore sheet of Kirunavara-Luossavara occurs



between old lava streams and volcanic conglomerates, consequently between rocks, formed by volcanic action at the surface. It seems to mark an interval between two separate eruptions or eruptive periods, as the rocks on both sides are different, although showing a distinct consanguinity. The ore bed is *older* than the overlying quartz porphyry, while at the same time it is *younger* than the underlying syenite porphyries. The underlying porphyries show characteristic evidence of a hydrochemical or pneumatolytic action, which has left no similar traces on the overlying porphyries, and therefore must have occurred in the interval during which the ore was formed.

From these facts we may assume that the magnetite-apatite sheet was produced by the volcanic activity which produced the overlying as well as the underlying rocks, and that the hydrochemical or pneumatolytic transformation of the underlying porphyries was produced by the same agents which brought the iron and phosphorus up to the surface of the earth. These iron ore deposits should, consequently, have got their material from below through volcanic emanations, belonging to the last phase of the volcanic activity, or to an interval in the activity, as in Kirunavara, emanations of iron, phosphorus, or titanium compounds, essentially chlorides and fluorides, in the form of gases or superheated solutions, which on reaching the surface regions were decomposed by the water and the silicates with which they were in contact.

This theory may appear rash, especially when applied to such enormous masses as the Kirunavara-Luossavara magnetite-apatite sheet, but it seems to the author to be only an extension of the generally accepted theory of the origin of the contact deposits. In both cases the material has come with the eruptive rock from below, although in one case the ore has been deposited in the walls of an intrusive rock, and in the second case at the surface or in the regions near the surface.»

HÖGBOM in 1898 compared the Lapland ores with the iron ores of Urals, connected with syenitic rocks, and suggested that both might have been formed by magmatic differentiation from the syenitic mother-magma. About the *mise en place* of the Kirunavara ores nothing is said. — STUTZER summarizes his results in the following words: »Die phosphorreichen Magnetitlagerstätten Nordschwedens sind alle an Eruptivgesteine der Syenitreihe gebunden. Sie sind auf magmatischem Wege entstanden und zwar entweder als magmatische Ausscheidungen in situ, oder als gewanderte magmatische Ausscheidungen, als magmatische Gänge und Ergüsse. Die Pneumatolyse ist bei Bildung dieser Erze eine nicht unbedeutende Nebenrolle zuzuschreiben.»

GEIJER considers the main ore of Kiirunavaara-Luossavaara originally produced by magmatic differentiation from the same mother-magma as the syenite-porphyrries and the quartz-porphyrries. »The ore represents the last crystallizing parts (i. e. the parts having the lowest temperature of crystallization) of the series, in which the differentiation of the original parent magma has resulted. In this rest, the bulk of the water and the mineralizers in a proper sense (e. g. compounds of boron) must have gathered, as is always the case.» — The *mise en place* of the ore is believed by this writer to have been as follows: »After the solidification of the syenitic outflow, during the period of eruption of the syenite-porphyr dikes, there have taken place eruptions of magnetite, spreading out as somewhat irregular lava beds.»

The question of genesis offers so much of theoretical interest and the consequences of a right explanation are of such practical importance, that it naturally must induce every geologist, whether he visits the mountains or reads a description, to try a theory. In this case like in many others concerning iron ores, there has, however, not yet been possible to find an explanation, which is fully satisfactory. This is not due to lack of careful work, but we must, I think, put off



Table

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO <sub>2</sub> . . .	53.31	59.57	60.78	59.71	60.97	61.12	67.79	67.81	69.00	63.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	14.19	15.14	14.95	16.18	15.39	17.06	15.29	14.93	14.54	14.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	10.92	5.50	4.04	4.89	3.29	3.20	1.05	1.42	0.86	1.63
FeO . . .	4.29	1.62	2.27	2.64	1.19	2.96	0.59	0.80	0.49	1.20
MnO . . .	0.06	0.36	0.07	0.09	0.36	0.23	0.06	0.06	0.03	0.07
MgO . . .	1.96	2.46	2.39	1.54	3.39	1.17	1.70	1.71	0.40	3.48
CaO . . .	4.38	3.42	3.22	3.77	5.04	2.91	3.03	2.83	2.12	5.20
BaO . . .	0.04	n. d.	—	—	n. d.	n. d.	0.06	n. d.	n. d.	n. d.
Na <sub>2</sub> O . . .	6.27	6.13	5.81	5.93	5.65	7.25	6.89	6.45	4.42	6.37
K <sub>2</sub> O . . .	2.19	3.27	3.53	3.69	2.88	2.04	2.79	3.01	5.83	2.78
H <sub>2</sub> O+ . . .	0.40	0.57	0.53	0.22	0.60	0.74	0.23	0.30	0.50	0.20
CO <sub>2</sub> . . .	—	—	—	—	—	—	—	0.28	1.40	0.25
TiO <sub>2</sub> . . .	1.80	1.82	2.14	0.66	1.65	1.35	0.63	0.78	0.47	0.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0.43	—	0.01	0.44	0.11	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
S . . .	0.01	n. d.	—	trace	n. d.	n. d.	0.01	0.07	trace	0.01
	100.25	99.86	99.74	99.76	100.52	100.05	100.14	100.47	100.07	100.33
[H <sub>2</sub> O] <sup>1</sup> . . .	0.15	n. d.	0.18	0.07	n. d.	n. d.	0.08	0.05	0.12	0.06

<sup>1</sup> This figure gives the percental loss of weight of air-dried material when

1. Syenite, W. of Geologen, Kiirunavaara (G. NYBLOM anal.)
2. Syenite, Kiirunavaara (H. SANTESSON anal.)
3. Pink porphyry with numerous nodules which consist chiefly of hornblende Northwestern Kiirunavaara (G. NYBLOM anal.)
4. Gray porphyry without nodules, northwestern Kiirunavaara. (G. NYBLOM anal.)
5. Gray porphyry, W. of Kaptén, Kiirunavaara (H. SANTESSON anal.)
6. Grayish red porphyry, northern Kiirunavaara (H. SANTESSON anal.)
7. Syenite-porphyry dike, northwestern Kiirunavaara (R. MAUZELIUS anal.)
8. Syenite-porphyry, dike cutting the ore, Kiirunavaara. Variety with greenish-coloured groundmass. (K. SCHRÖDER anal.)
9. Same dike as No. 8. Reddish variety (K. SCHRÖDER anal.)
10. Dike porphyry in the foot wall of the ore at Grufingeniören, Kiirunavaara (K. SCHRÖDER anal.)
11. Syenite-porphyry with small hornblende nodules, northern Luossavaara (R. MAUZELIUS anal.)
12. Magnetite-syenite-porphyry with numerous albite nodules. Between Luossavaara and lake Nokutusjärvi (R. MAUZELIUS anal.)

II.

11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.
61.24	45.32	69.08	71.30	70.81	66.46	51.69	75.62	70.08	50.76	55.04	50.46
13.95	13.09	12.75	13.53	14.31	15.08	14.62	11.75	13.83	14.57	13.83	20.08
3.81	21.74	5.84	2.33	2.06	3.09	9.24	1.95	2.97	4.11	2.19	2.00
1.45	7.12	2.16	1.75	0.84	1.33	5.14	0.83	1.04	10.59	7.39	5.56
0.14	0.04	0.02	0.07	0.03	0.04	0.08	0.04	0.02	0.09	0.20	0.10
4.23	0.18	0.50	0.70	0.67	0.70	3.74	0.17	1.10	2.86	4.78	6.27
3.69	2.19	0.28	0.67	0.85	1.76	4.49	0.39	0.83	7.54	7.08	10.33
0.05	trace	—	—	—	—	trace	—	—	n. d.	n. d.	n. d.
5.13	7.51	3.97	5.77	6.22	6.40	6.77	3.63	5.33	5.54	5.90	3.56
4.53	0.17	4.39	3.02	2.15	2.74	1.08	4.91	3.84	1.04	0.36	0.68
0.38	0.24	0.78	0.56	0.55	0.65	0.43	0.20	0.47	0.94	0.77	0.54
0.51	1.26	—	—	0.88	1.22	0.38	0.22	—	—	1.28	—
0.82	1.15	0.27	0.51	0.25	0.49	1.80	0.10	0.40	1.60	1.15	0.60
0.01	0.32	0.02	0.03	0.06	0.07	0.46	0.01	0.02	0.06	0.08	0.12
0.02	0.02	0.02	—	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.06	0.01	0.03
99.96	100.35	100.08	100.24	99.70	100.07	99.94	99.85	99.97	99.76	100.06	100.33
0.09	0.08	0.05	n. d.	0.09	0.08	0.08	0.05	0.16	0.18	0.04	0.06
									Spec. grav.	2.90	2.90

heated to 110° or 105° C.

13. Quartz-porphyry, reddish-coloured, 280 m east of the ore at Kaptén, Kiirunavaara (K. SCHRÖDER anal.)
14. Quartz-porphyry, reddish-coloured, some hundred metres south of No. 13 (H. SANTESSON anal.)
15. Red quartz-porphyry, immediately east of the ore body, summit of Luossavaara (G. NYBLOM anal.)
16. Quartz-porphyry with bluish gray groundmass, Luossavaara. (G. NYBLOM anal.)
17. Gray syenite-porphyry, Sakaradalen. (R. MAUZELIUS anal.)
18. Red quartz-porphyry, plateau of Sakaravaara (R. MAUZELIUS anal.)
19. Reddish quartz-porphyry, the typical rock of the Tuolluvaara ore field (G. NYBLOM anal.)
20. Soda-greenstone, Pahtosvaara (G. NYBLOM anal.)
21. Soda-greenstone, between Kurravaara village and Pikku Mäntyvaara (G. NYBLOM anal.)
22. Diabase, between Valkeasiipiivaara and Rantasjoki, 1 km south of the river (G. NYBLOM anal.)



the outforming of the theory until more facts have been collected. In order to produce not only a more or less probable theory, which is of very little use, but a real explanation of the origin of these ore bodies, it requires, that we utilize the excellent opportunities given by the proceeding mining, that we continue the geological explorations of the whole district, the very promising magnetic surveys, and finally the study of the chemical properties of the different rocks. By such continued work, there seem to be great possibilities to arrive to a real knowledge of that interesting chapter of the earth's history, when the great iron-ore deposit of Kiirunavaara-Luossavaara was formed.

Principal literature on the geology of the Kiirunavaara-Luossavaara district.

- BÄCKSTRÖM and LUNDBOHM, Geology of the Kiirunavaara district. Geol. Fören. Förh. 1898 p. 68.
- BÄCKSTRÖM, H. The Iron ore fields of Ekströmsberg and Mertainen. Geol. Fören. Förh. 1904 p. 180.
- , On the Origin of the Great Iron-ore Deposits of Lapland. Rep. British Association 1904, p. 560.
- DE LAUNAY, L. L'Origine et les caractères des gisements de fer scandinaves. Annales des Mines 1903, vol. 4, p. 49—106, 109—211.
- FREDHOLM, K. A. Rocks and ores in Luossavaara and Kiirunavaara. Geol. Fören. Förh. 1891, p. 266.
- GELJER, P. Apatitgänge in den Porphyren bei Kiruna. Bull. Geol. Inst. of Uppsala, Vol. 8, 1906—1907, p. 202.
- , Igneous Rocks and Iron Ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. Scientific and practical researches in Lapland arranged by Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag, Stockholm 1910.
- HÖGBOM, A. G. The Iron-ores connected with syenitic rocks in eastern Ural. Geol. Fören. Förh. 1898, p. 115.
- , The Gällivare ore field. This Guide-book Nr. 4.
- LUNDBOHM and BÄCKSTRÖM, Geology of the Kiirunavaara district. Geol. Fören. Förh. 1898 p. 68.
- LUNDBOHM, HJ. The Iron-ore Fields at Kiirunavaara and Luossavaara. A memorial to the King from the Royal Swedish Board of Trade. Stockholm 1898.
- STUTZER, O. Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagertstätten. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beilageband 24, 1907, p. 548. — Also in The Journal of the Iron and Steel Institute, 1907, Vol. 74, p. 106.



## The Archæan geology of the coast-regions of Stockholm.

By

P. J. HOLMQUIST.

(With the maps, Pls. 35—38 and table of analyses.)

### Part I. General view.

The *Swedish Archæan* consists of three petrographically and geologically different groups of rocks. These have long been named: The *gneiss*-group, the *porphyry-hällefintgneiss* group and the *granite* group. Recently an alteration was made in this terminology by the exchange of the term »hällefintgneiss»<sup>1</sup> for *leptite*, the latter having been proposed already in 1875 as a collective name for the same rocks.

The *porphyry-leptite group*, as the new designation also runs, includes fine-grained gneisses, schists of many types, also green schists, dense rocks, called in Sweden long time ago »hällefinta», limestones, dolomite and also argillaceous schists, quartzite and conglomerates together with porphyries and porphyroid rocks to a large extent. Many of the rocks of this group bear evident traces of having once been formed as real surface-products of the earth: lavas, tuffs, tuffites or normal sediments, the latter, however, being only subordinately represented in the Archæan. The leptites themselves, which form by far the greatest part of his group, are closely related to the other rocks and seem to be metamorphosed rocks of volcanic

<sup>1</sup> The term corresponds to the designations, sometimes used: dense or fine-grained gneiss.

origin: lavas, tuffs or tuffites. Consequently the »porphyry-leptite group» corresponds very well to the designation *supercrustal* rocks, which has newly been proposed by the eminent explorer of the Fennoscandian Archæan, Dr J. J. SEDERHOLM.

Supercrustal rocks also form a great part of the *gneiss group*, but the high grade of metamorphism, which designates the gneisses, mostly conceals their primary petrographic character and geological relations so as to make their origin in many cases doubtful. The gneiss group includes also *gneiss-granites*. By this term Swedish petrographers understand *granites* of strongly regional metamorphic character, i. e. crushed, foliated or granulated granites, often with a clearly marked secondary parallel structure.

The third group is the *granite group*. This embraces all the numerous types of granites, of which the Swedish Archæan is so very rich. Great areas of Sweden consist of these rocks. Together with the gneiss-granites they certainly make up much more than 50 per cent of the whole Archæan system. The contacts show, that the granite-magmas have cut all the other rocks and they must, therefore, be considered younger than these rocks. Their properties are those of real plutonic eruptives. Together with the said gneiss-granites and the gabbros and diorites, appearing in smaller quantities, the granites may be said to form the *infracrustal* rocks of the Archæan, in accordance with the nomenclature of SEDERHOLM.

In the coast-regions, E. and S. of Stockholm, gneissose rocks are by far predominating. Yet the granites and the porphyry-leptite-group are also very well represented.

Of the gneisses there are found both supercrustal and infracrustal types. The origin of some gneisses can not yet, however, be stated with sufficient certainty.

#### The garnet-gneiss.

This gneisstype, which also has been called grey gneiss of Södermanland or »Sörmland-gneiss», was long regarded as a



prototype of the paragneisses, a real sedimentary gneiss of the Archæan. It has, however, been shown, that this gneiss is composed of many different rocks, partly sedimentary gneisses, but also, to a large extent of real »ortogneisses» or gneiss-granites. The Sörmland-gneiss may yet be regarded as a complex of closely combined rocks on account of the fact, that all the members of this complex contain *garnet* and often also *cordierite* as important constituents. They have also been subjected to strong regional metamorphic processes, which have decomposed the coarser textures of the original granites and developed a parallel arrangement of their minerals. The paragneisses are enclosed in the gneiss-granites and consist of dark-grey granulitic gneisses. More seldom do they show quartzitic composition. In some parts of the great gneiss field of Södermanland occur *limestones*. They are also highly metamorphosed and contain sometimes numerous minerals, such as *chondrodite*, *serpentine*, *malacolite* and *spinel* (at Åker). *Iron-ores* appear in some parts of the gneiss-region of Södermanland, for instance at Kantorp, Nyköping and Jerna and are, as usual, accompanied by gneisses of the para-type.

Among the numerous varieties of gneisses, which occur in the garnet-gneiss territory there is one type more common than the others. This is a dark-grey gneiss, often with a dark-violet or brown scattering on fresh fractures, fine-grained to middle-coarse in texture and richly intermingled with small grey pegmatitic veins in parallel, somewhat banded arrangement. Real bed-structure has not been observed in this gneiss-type. On weathered surfaces the structure seems coarse and nearly massive. The microscopic examination gives *felspars* (ortoclase and plagioclase), *quartz*, *biotite*, *cordierite* and *garnet* as the most common constituents.

Together with this garnet-gneiss variety occur other types, of which some show a distinctly bedded structure and are strongly folded and enclosed in the first-named variety. In such cases the boundaries are always very sharp, and the occurrence has

the same character as the contacts between gneisses and the granites penetrating them. In short the great gneiss district of Södermanland seems to be a huge mass of gneiss-granites filled up with enclosed parts and fragments of paragneisses and together with them strongly metamorphosed. A satisfactory scientific investigation of this gneiss territory of Södermanland would encounter great difficulties in consequence of the intensity of the alterations, which this metamorphism has afforded to the primary petrographic characters of the rocks. Such investigations have not yet been undertaken.

When crossing, in the field, the boundaries of the garnet-gneiss district in the N., NE. or E., no distinct contacts can be detected. Only slow changes in the composition of the rock are perceptible at these boundaries. But some new rocks, pegmatites and fine-grained grey granites set in there, and granitic texture appears in some of the garnet-gneisses. The high, uniform (secondary) crystallinity gives way to more inhomogeneous structures. Besides these features it is to be observed, that banded grey gneiss seems more common and often predominates. Nearest to the garnet-gneiss massive there is thus a belt of very complicated geological architecture, composed of banded grey paragneisses, coarse granites, fine-grained granites, aplites and pegmatites. To the paragneiss the latter rocks behave as penetrating eruptive masses, and the whole zone has the character of an *intrusion belt* surrounding the garnet-gneiss district. All the named intrusion rocks show metamorphic alterations, to a large extent crush-structures, but also recrystallization, and in this way many very interesting phenomena are observed (rockmixtures and pegmatite-formation (see pag. 802), but the primary characters of the different rocks are in this belt mostly so much preserved, that their origin can be determined. Especially the granitic rocks of the belt have undergone varying alterations, by which a multitude of beautiful metamorphic types has been produced.



## The gneiss-granites.

On the other side of this intrusion belt goes the margin of *the greatest granite massive of the coast-regions* of Stockholm. This massive has a very peculiar shape and consists of several granites and gneiss-granites, of which, however, a grey coarse-grained quartzzy type with great, white ortoclase-felspars predominates. This is the same type, which A. E. TÖRNEBOHM has called »*Arnögranit*» and which also forms great massives in other parts of the Archæan territories E. and W. of Stockholm. It is often gneissose in structure, which comes from pressure viz. deformation of the original coarse-grained granite. The different stages of this deformation can be studied in many places of this extensive granite-gneiss-granite-field. At the little town Waxholm, for instance, the granite shows so strong a deformation structure as to make the rock nearly impossible to recognize.

According to the regional metamorphism, which the gneiss-granite has undergone, and which especially has influenced the borders, its contact-relation to the grey gneiss is a rather difficult question to decide. It should, however, be observed, that no signs of a stratigraphical discordance have been detected at this contact. Instead of this, evidences of eruptivity are seen in some places in the contact zones. The Arnö-granite is also on the geological map of Sweden placed in the great division of Archæan granites, which are younger than the gneisses and the porphyry-leptite group. With the granites are associated basic rocks, diorites and gabbro, the former being enclosed masses and the latter forming, at Rådmanö, a regular eruptive massive, which is surrounded by hornblende-granite. In the southern part of the coast-territory, which the accompanying map, Pl. 36 embraces, the granite massive is continued by occurrences of granitic (and dioritic) rocks of rather different character. The granites on *Ingarön* are partly rich in

ferro-magnesian minerals. At Ornö Hufvud (Ornö head) occurs an eruptive mass of extraordinary composition, the famous *ornöite*, of which a special representative will be given to the members of the XI Geol. Congr. and also some notes in part II: 5 of this guide. This eruptive mass seems geologically to form a part, possibly a differentiation product of the Arnö-granite-magma, placed near its border. Otherwise the eruptive rocks, which in the southern coast-region accompany the Arnö-granite consist of smaller intrusive massives and dikes of gneiss-granites, granites, pegmatite-granite, fine-grained grey granites, pegmatites and aplites. All these rocks are, however, not preserved in their primary state of petrographical condition but altered by the regional metamorphism and thus in many cases quite transformed.

All the other rocks of the tract seem to be bounded by the great massive of gneiss-granites which, on the whole, extends continuously along the seaside of the rock-region of the coast. Thus the gneiss-granites come in contact with both the paragneisses and with the porphyry-leptite group, a fact, which strongly confirms the conclusion, that the former rocks have penetrated the latter as plutonic magma masses.

The named paragneisses can be divided into two petrographically different groups which, in most cases, also show different characters in the field. These are 1) the grey, usually *banded* or *bedded gneisses* and 2) the red or grey *granitoid* or *granulitic gneisses*. The latter are only seldom bedded.

#### The banded grey gneisses.

These gneisses have in part already been described (page 791), but in the intrusion regions they are much altered by folding and intermixture of eruptive material and show accordingly mostly the characters of streaked gneiss and mixed gneiss (*migmatite*), as they are designated by SEDERHOLM). The same is the case in a broad zone to the east of Stockholm, at Saltsjö-



baden, on the islands between this place and Dalarö and farther along the coast to Muskö and Nynäs. But often the primary features of the grey paragneisses can be detected also in this zone of intense metamorphism. Farther eastward, on Nämö, Ornö and Utö, the grey gneisses often appear in greater, *coherent masses* without intermixture of intrusive material and more gently folded. A beautiful bed-structure can then be observed in many cases, which is caused by the regular alternation of schists of different composition, grey granulitic and darker, sometimes amphibolitic schists. The gradual transition between two such different schists in transverse direction shows clearly, that no intrusive process has produced this bed-structure. Such gneiss-rocks have never been seen cutting others. As an argument in favour of the opinion, that this structure is a real sedimentary bed-structure, it may finally be adduced, that the primary character of the same always seems to be without any connexion whatever with the eruptive and metamorphic processes, by which, elsewhere in the district, the structures in so great a degree have been produced.

This bed-structure is, however, not preserved everywhere on the islands. On Utö it is partly much influenced by the folding. Intense folding produces a curled structure and the development of numerous veinlets of quartz filling up the rock in the bed-planes. In this manner the bed-structure has often been completely destroyed, as for instance, partly on Ålö and Rånö. Natarö consists entirely of such grey, intensely folded and quartz-veined gneiss. Gneisses of this character are often designated as *veined gneisses* («Adergneiss» in the German language). The thickness of the single beds of the grey gneisses varies very much. In some cases it measures only a few centimeters, usually it is more, and very often the beds appear as thick layers of different composition. (See figures 1-2).

The *crystallinity* of the banded gneisses is always com-

plete and of a high grade. The original *grain-structure* of these rocks can, thus, not be stated. It is to be observed, that two different forms of crystallinity seem to occur in these gneisses. The *one* is independent of the folding and is probably of contactmetamorphic origin, the *other* depends evidently on the intense folding processes. In the first-named case the rocks show a grained texture; in the other they have

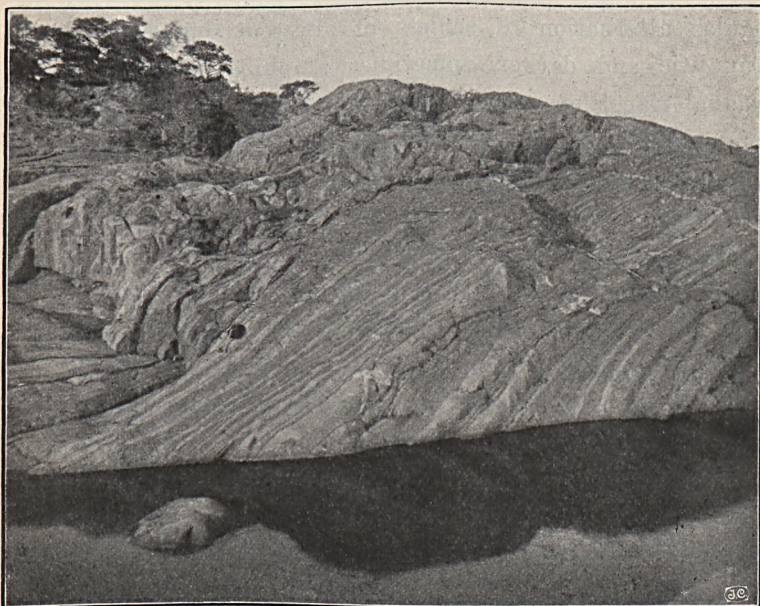


Fig. 1. Bedded, coarse leptite (grey, banded gneiss) on the east shore of Utö.

acquired the characters of *mica-schists* or *mica-gneisses*. It is, however, usual, that even in the grained, grey gneisses deformation structures occur.

#### The red dense or fine-grained gneisses.

An important and very interesting component of the gneiss series in this region is the *granulitic, red or grey gneiss*. This designation comprehends rocks composed of *alkali-*



*felspars* and *quartz* with some ferromagnesian minerals, mostly *biotite*. In composition these gneisses agree thus very well with the granites, and they are also often nearly massive in texture. Many times they have been mistaken for the latter and it seems in many cases to be very difficult to discriminate such gneisses from metamorphosed granites. TÖRNEBOHM is the first, who has pointed out, that these 'rocks

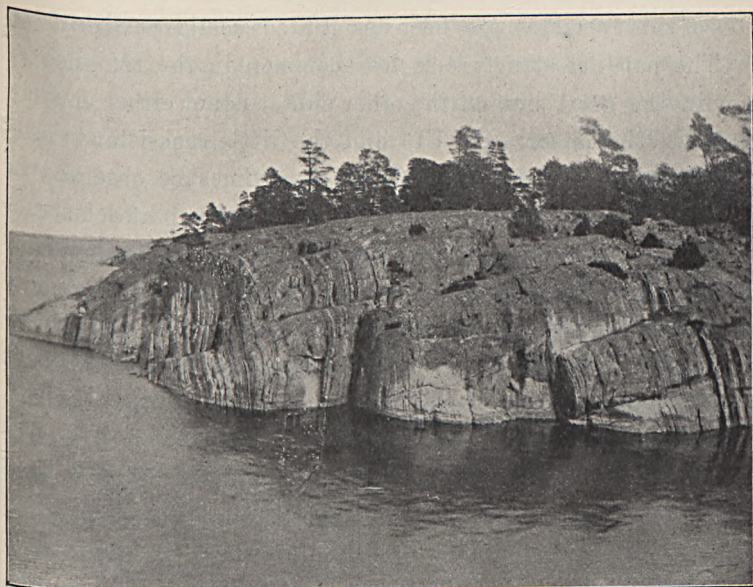


Fig. 2. Leptite, showing beds of very different thickness. The figure illustrates also the usual, nearly vertical position of the bedded, supercrustal rocks in the Archæan. View on the east side of the little island Angsholmen near Utö.

must be separated from the granites and the gneiss-granites and has given the name *granite-gneisses* to this kind of gneisses. He observed, that the granite-gneisses in fact belong to the Archæan gneisses, but show a texture, which resembles that of the granites. This statement has been fully confirmed by the investigations in our district. The granulitic or *granitoid gneisses* — as they should properly be named — occur in great masses on Utö, Muskö, Ornö and the Gillinge-islands

and appear here under different but geologically nearly related conditions. The fast coherent belt of granitoid gneisses on Utö—Ornö—Gillinge seems to offer very good opportunities for the study of these relations. Thus we find along the east side of Ornö the granitoidic gneiss as a fine-grained to dense, red rock, composed of a mixture of alkalifelspar and quartz with some black micas, the whole rock being very even in structure, as the grains are of nearly equal dimensions. Gneiss-rocks of this type have also been designated *even-grained gneisses*.

The parallel structure is less common in the red gneisses than in the grey, but on the other side it is not either entirely absent in the latter. On Utö and the little rock-islands near Ornö a regular bed-structure can sometimes be observed in these gneisses. Otherwise they seem to show parallel structures only in connexion with strong metamorphic development. In this respect they vary so much that the different members of the red, granulitic or granitoidic gneisses only with difficulty and — at the first sight of these problems in the field — with great hesitation can be joined on the map. It seems, however, certain, that the least metamorphosed members of this series are those which occur on Utö. There they have leptitic characters. On the NE. part of Utö the petrological features are already more gneissic, and on the little rock Marbåling, — i. e. near the boundary of the great granite massive — the structure is fully gneissic. In some of the southern parts of Ornö also occur dense or fine-grained, red gneisses, but in the NE. of this island the granulitic or gneissic structure reappears.

On the numerous small islands and cliffs of Gillinge the gneissic development of this rock seems to have attained its maximum. The red gneiss of this archipelago is namely of a homogenous, middle-coarse crystalline structure and composed of alkali-felspars (microcline and albite or oligoclase) and of quartz with some black mica. It thus resembles very much a granite, and many geologists will certainly not hesitate to give the



rock this designation. But it has no other characteristics of a real granite than the composition. The structure is certainly of a somewhat massive appearance, but a nearer study of this subject shows, that all traces of the features, which usually characterize massive granites of this composition, are absent. The granites, which build up the cliffs of Villinge and the Biskop-island in the neighbourhood, and which, from a chemical point of view, seem to agree rather closely with the granulitic gneisses of Gillinge, have quite different structures. On the other side the red Gillinge-gneiss resembles those gneisses, which have been called red »järngneis» (iron-gneisses, viz. magnetite-gneisses) and which often resemble granites very much, especially when seen in specimens or smaller masses. In the field the masses of those rocks generally show a coarse, bed-like architecture and thus a resemblance with stratified complexes. Red, granite-like gneisses of very nearly the same characters as the Gillinge-gneisses occur in many other parts of the supercrustal series of the Swedish Archæan as, for instance, at Striberg, Gellivara, Grängesberg and Norberg. In these cases iron-ores occur in the neighbourhood. The Utö-iron-ores in our district belong to another zone of rocks, that of the hälleflintas and leptites.

#### The porphyry-leptite group.

Fine-grained to dense, mostly evidently bedded rocks of the same kind, which in Central Sweden are accompanied by iron-ores, also occur in the coast-regions of Stockholm. They form a nearly continuous belt, stretching along the coast to the islands Utö, Ornö, Nämö and Runmarö.

The rocks of this belt are »hälleflintas, leptites, mica-schists, porphyry, epidot- or amphibol-bearing green schists, calcareous schists, limestones and iron-ores. They are all bedded, often very regularly and alternate in a manner, which closely resembles that of stratigraphical complexes. Their structures

are, however, wholly crystalline and the bed-planes are now always nearly vertical. Folding and deformation appear very often in this complex, which, nevertheless, represents the least metamorphosed part of the whole Archæan in this region. The original structures have namely been very well preserved in the rocks of this group, and it can be clearly established, that such features are not owing to metamorphic or eruptive processes but are deformed and destroyed by them. Hence originate gneissic rocks, such as granulitic gneisses, mica-schists, mica-gneisses and veined gneisses. Gneisses of this character, often calcareous and sometimes accompanied by iron-ores, are spread in smaller masses over the whole district of grey gneisses on the neighbouring mainland and seem to be infolded parts of the younger group of supercrustal rocks in subjacent gneisses.

A nearer description of the geology of Utö is given in the *part II: 6* of this guide. Here may only be repeated, that the stratigraphical series of Utö comprehends *sedimentary rocks* (limestone, hällfintas, banded leptites and coarse-banded, grey gneisses) and *volcanic rocks* (schistose porphyries and with them nearly connected, altered leptites, probably tuffs and tuffites). The *iron-ore*, banded ferrous quartzite, is found among the hällfintas and limestones as a vertical bed-mass, 600—800 *m* in length and up to 25 à 30 *m* in width, depth unknown. The volcanic eruptives have penetrated the coarse, banded, grey gneisses and have been poured out over them as bedded lava-masses, whereafter tuffitic sediments, iron-ores and at last calcareous sediments and limestone have been deposited. By crustal movements this series of strata has been turned over and attacked by the granitic masses of the interior of the earth. After the consolidation of this complex of supercrustal and infracrustal rocks the regional metamorphism has begun its work. Relatively little damage was, however, caused to the rocks in the Utö zone from this process, but in the surrounding, uniform masses, as well as in most other parts



of this old crust of the earth and especially in those masses, which now appear as garnet-gneisses and gneiss-granites, the original structures and petrographical characters were much changed. Thus the rocks in the present gneiss-regions show chiefly metamorphic development, caused by deformation and recrystallization. Their origin can then only with difficulty be stated. The northern (NE.) half part of Utö may also be considered as a »relict»-region in the strongly metamorphosed Archæan, where the original features of the Archæan eruptive-masses and sediments are relatively well preserved. To the E. and W., N. and S. of this district coarse-grained and veined gneisses predominate.

#### The regional metamorphism and the younger eruptives.

The regional metamorphism of the Archæan in the coast-regions of Stockholm involves a multitude of interesting and peculiar facts. *Cataclastic* structures are usually accompanied by mineralogical changes in the composition of the rocks. Very often the deformation is seen only in the geological features of the rocks, or also by *macroscopic* examination, whereas in the *micro-structure* recrystallization features dominate. The garnet-gneisses and especially the gneiss-granites show this kind of metamorphic development. Some of the gneiss-granites are only a little foliated, or rather quite massive, but still granulated. In such cases the coarse granitic structure has an appearance as if it were veiled, owing to the fact, that all the coarse grains are composed of numerous smaller ones. The rock has been granulated, but no parallel structure has thereby been produced. The structure is therefore at the same time fine-grained and coarse, or the rock may be said to have a double structure, the original granite-structure having been pseudomorphosed by the metamorphic granulation.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> In this meaning the granulation is a process of another kind than the mechanical crushing, by which the *cataclastic* or *mylonitic* structure has been formed.



The hornblende-bearing granite-gneisses on Gålö show this double structure. On that island some intermediate rocks, belonging to the metamorphic series *hornblende-granite* — *granulated, garnet-bearing granite* — *garnet-gneiss-granite* and *garnet-gneiss*, can be studied.

Of specially great interest are the metamorphic variations of the acid («salic») granites. It has namely been shown, that these rocks, under the influence of the regional forces, sometimes lose their foliation or secondary parallel structure and reappear in a massive shape as *pegmatite-granites*. Such granites have a somewhat coarser structure than the common granites and are composed of light-red or grey, pure felspar, grey or light-brown quartz and a little white or brown mica. The pureness of the felspar is a very characteristic feature of these rocks, which long have been observed in the gneiss territories of the Swedish Archæan and, because of this character and somewhat coarser structure than the granites in general, have been designated as *pegmatite-granites*. The relations between these massive *pegmatite-granites* and the acid *gneiss-granites* show, that the former originate in the latter and have been formed out of them by the intense metamorphism. The *gneiss-granites*, on the contrary, are derived, as pressure-metamorphosed products, from the massive granites. The formation of the *pegmatite-granite* has the character of a *pegmatization-process*, which attacks all quartz-felspar-rocks in a defined region, but especially the foliated acid granites. This very remarkable phenomenon corresponds well to the description given by SEDERHOLM of highly metamorphic transformations of the *gneiss-granites* at Tvärminne E. from Hangö in Finland. On the Swedish side of the Baltic Sea the *gneiss-granites* and their *pegmatization* products are well exposed and can be studied on the islands near Dalarö, especially on Edesö and Krogholmen at Små-Dalarö. The exposures belong to a belt containing *pegmatite-mixed* rocks, which



extends from Saltsjöbaden to Dalarö and to the islands in the bay of Mysingen.

To the named transformation of the nearly pure quartz-felspar-granites and gneiss-granites corresponds the development of quartz-felspar-veined structure in such granitic masses, which have a more complex composition. In the first place the *garnet-gneiss* may be named, in this respect. The same is in most cases distinctly streaked by grey middle-coarse pegmatite, which forms flat and short veinlets, spread out in the dark, uniform, gneissose material.

Among the grey gneisses occur in many places, as for instance, west of Baggensfjärden and on the small islands to the south of Ingarö, grey, *veined gneisses* of the common type, which has been many times mentioned in the discussion of the Fennoscandian Archæan. On the southern and western parts of Utö, and on the neighbouring islands Rånö, Älö and Nätarö the veined gneisses are of another type, having the »veins» composed mostly of quartz.

It is obvious, that the quartz-felspar-material in the regions of strongest metamorphism regularly occurs in the shape of veins, nodules, bunches and greater masses. *These* pegmatitic components never show piercing or cross-cutting intersections to the gneisses in which they lie.

A quite different kind of pegmatites is seen *cutting* the Archæan rocks in the coast-region. These have all the geological features of eruptive dike-masses. They cross the other rocks in all directions, and their contacts are always very sharp. Not seldom do they enclose fragments of the wall-rock. Occuring in great masses, as on the rock Runmaren, near Utö, the pegmatites of this kind show a very regular coarse crystalline structure with beautiful graphic intergrowth of quartz and felspar. More seldom appear these minerals as pure crystal masses, separated from each other. Such dikes are, however, to be found among the more common worthless ones, and they have eagerly been sought for, because the feldspar

(microcline), when pure, is a valuable material in the porcelain manufactory. Such a pegmatite, traversing Archæan limestone, has been worked on the little cliff »Vänkobben». It is a dike of about 10 *m* in width, composed of pure masses of quartz, microcline and a little graphic felspar and some pegmatite-granite, which different masses appear in regular zones in the dike. The pegmatite-granite is found as a thin layer or crust on both sides of the wall. After this crust followed inward belts of graphic felspar of a somewhat irregular thickness. These passed into pure microcline, which form irregular crystals several decimeters in size. The middle of the dike consists of pure quartz, coarse crystalline and a little smoky in colour.

In close geological relation to the common cross-cutting pegmatites of the district stand the *lithia-pegmatites* of Utö, which have long been well known by the mineralogists of the world. Besides the two petalite-, spodumene- and lepidolite-bearing dikes, which traverse the iron-ore, also some other pegmatitic dikes of nearly the same composition have been found on the northern part of the same island.

The cross-cutting pegmatites belong to the more outlying rock-region of the coast, which is marked by the islands Utö, Ornö, Näm dö and Runmarö. They follow also the supercrustal belt, in which the metamorphic changes appear relatively feebly pronounced, while the pegmatite-granites, on the contrary, are bound to the regions of the most intense regional development.

In the northern part of the territory of the accompanying map, Pl. 36 pegmatites occur in the gneiss-granites as dikes or shoots, sometimes in connexion with dioritic masses. To this kind belongs the famous pegmatite mass at Ytterby, near the little town of Waxholm. It is a vertical standing, flat, linear formed mass, which has been followed by mining to a depth of 171 *m* and consisted of microcline, albite (oligoclase), black mica and quartz with some graphic felspar and a great



number of rare minerals, of which *gadolinite*, *fergusonite*, *yttrantalite*, *xenotime*, *orthite*, *beryl*, *apatite* especially deserve to be mentioned.<sup>1</sup>

On the neighbouring island Skarpö some pegmatitic masses occur in the gneiss-granite. In one of these a felspar mine has been worked, but is now abandoned.<sup>2</sup>



Fig. 3. Dikes of grey pegmatites, in parallel direction penetrating the gneiss-granite on Hufvudskär.

On the rock islands of Hufvudskär, pegmatitic dikes in great numbers penetrate the gneiss-granite. The traversing character of the pegmatite is, at this occurrence, more evident than in the cases at Ytterby and on Skarpö. It deserves to be pointed out, that also the gneiss-granite is of a different metamorphic development in the two regions of the district.

Earlier investigations have made very probable, that the pegmatites in the neighbourhood of Stockholm, according to

<sup>1</sup> A list of the minerals of Ytterby together with a description of the mine and the nature of the occurrence, has been published in Swedish by Dr IVAR NORDENSKJÖLD. See further part II: 3 of this guide.

<sup>2</sup> More detailed descriptions of these mineralogically interesting felspar occurrences are given in part II: 3 of this guide.

their relation to the Stockholm-granite, belong to two different ages. As we now have seen, the one of these coincides with the regional metamorphism of the old Archæan rocks, the other is, as we shall find, much younger. When the younger pegmatites broke through the »zone of fracture» of the Archæan earth crust, the metamorphic movements of this zone had long ago ceased, and its structures and pegmatite-granites, which have all the exquisite traces of metamorphism into a great depth, had already got their present characters.



Fig. 4. Grey, veined gneiss penetrated by small dikes of the Stockholm-granite. Stockholm.

The eruption of the younger pegmatites seems to have been contemporaneous with, or taken place shortly after the outbreak of the *Stockholm-granite*. This granite is evidently also younger than most of the regional metamorphism. It crosses the structure-lines of the old, grey gneisses, and encloses numerous angular fragments of the same rocks. In dikes the Stockholm-granite frequently passes into pegmatite, which thus



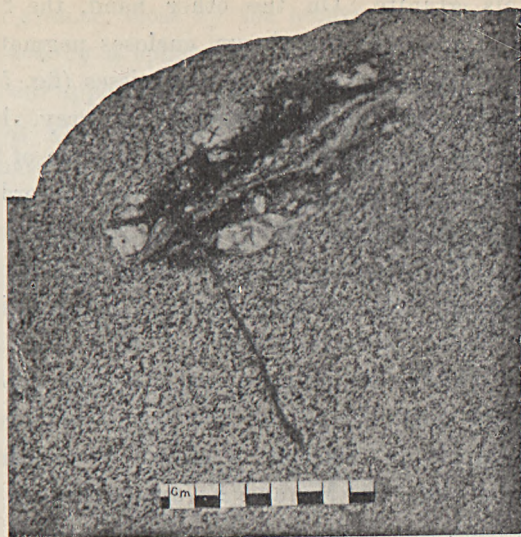


Fig. 5. Stockholm-granite with a fragment of veined, grey (Stockholm-)gneiss.  
The dark line is a crevice.

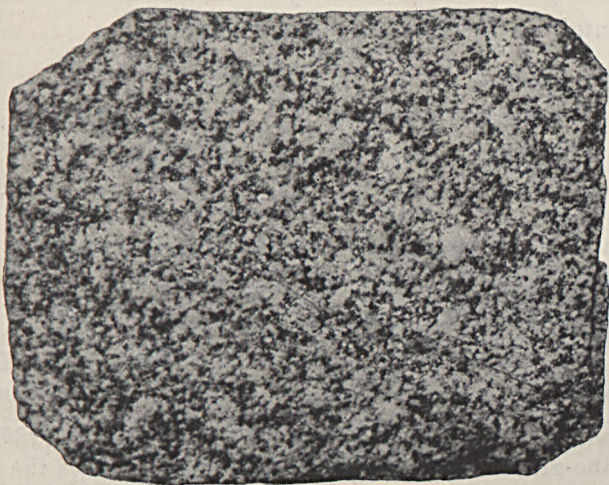
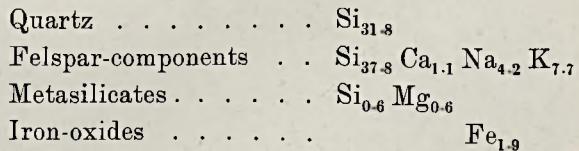


Fig. 6. Autotypic of a hand specimen of the Stockholm-granite in natural size.

appears to have originated from the same eruptive magma-mass as this granite. On the other hand, the Stockholm-granite, as TÖRNEBOHM has shown, encloses pegmatitic material from the pegmatite-veined, grey gneisses (fig. 5).

The Stockholm-granite is usually a grey, but in the northern part of the massive a light-red granite of fine-grained structure and is usually quite massive. According to its composition the Stockholm-granite must be called an acid biotite-granite. The *chemical* composition is well known, nine complete analyses from different parts of the massive having been made. These agree very well and show, that *the Stockholm-granite contains six to seven and sometimes eight per cent of potash and only two or two and a half per cent of soda.* No other granite in Sweden is known to contain so much *potash* as this one. Ca, Mg and Fe are present in only very small quantities.

If the analysis is calculated on per cents of metallic atoms and the elements O and Al, the quantities of which depend upon the other elements, are omitted, the composition of a Stockholm-granite from Danderyd, north of Stockholm, can be represented by the following simple formula.



An interesting variety of the Stockholm-granite is the *orbicular granite*, which was discovered by H. BÄCKSTRÖM in the quarries of »Vasastaden» (Vasa-town, a part of Stockholm) and described by BRÖGGER and BÄCKSTRÖM together.<sup>1</sup> The »orbs» are often elongated or a little deformed and enclose a nucleus, which either is homogenous and resembles a grey, fine-grained granite, or, in many cases, shows the macroscopic characteristics of a fragment of pegmatite or grey gneisses

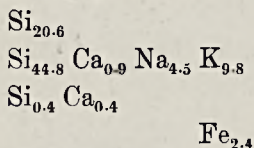
<sup>1</sup> Geologiska Föreningens Förhandlingar 9 (1887): 307.



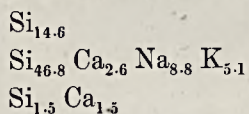
which also can be seen in great masses, penetrated by the Stockholm-granite, close by the occurrence. The nucleus mass is surrounded by a spheroidal shell of very light-grey colour and granitic appearance. The boundary of this shell to the surrounding granite is a very sharp line, but towards the nucleus mass — in case this is homogenous — no sharp demarcation can be detected. (See fig. 13, page 829.)

The quantitative relation of these composing masses of the orbicular granite of Vasastaden can, according to the analyses of BÄCKSTRÖM, be made clear in the following way (see page 808):

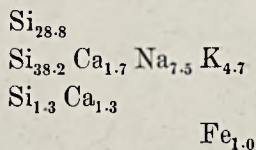
*The surrounding granite:*



*The light-grey outer shell:*



*The homogenous granitic nucleus:*



Observe: 1) the reduced acidity of the Stockholm-granite near the »orbs», 2) the contrast in composition between the same and the outer shell, which were separated by a sharp line of demarcation and 3) the differing but related compositions of the parts of the orb itself, in which thus — in the case of the orbicular granite of Stockholm — no *sharp* differences seem to exist.

A structure, which somewhat resembles the now described orbicular one, is the »spotted» structure, which has been dis-



Fig. 7. Spotted Stockholm-granite. Aut. of a handspecimen in natural size.



covered in some quarries at Östermalm, another part of Stockholm.<sup>1</sup> The spots are small (0.2—0.7 *cm*), round, light-grey, or nearly white masses of felspar and quartz with a darker centrum of biotite or titanite and some pyrite. (See page 833.)

As already pointed out, the Stockholm-granite has a perfectly massive structure. Thus, on *macroscopic* examination of the rock, usually no signs of deformation can be seen. Nevertheless, the *microscopic* studies of the granite have shown, that deformation-structures are very abundant in the mass of the rock. BRÖGGER pointed out, that the quartz-grains, when seen between crossed nicols, exhibit undulatory extinction, and considered it to be the result of dynamometamorphic pressure. In fact, such features are more usual in this granite than in most other granites of the same age in the Archæan. But, in consideration of the absence of macroscopic deformation-structures, it seems to be possible, that the disturbance of the molecular structure of the quartz-grains is due to some other metamorphic influences than mass dynamic action.

The studies of the microstructure of the Stockholm-granite have shown, that also chemical alterations, as for instance changes in the composition of the felspars, have occurred. The microscopic examination also shows, that this granite, in some respects, more agrees with the highly metamorphosed quartz-felspar-gneisses than with the main granites. Shortly, in spite of the primary and undisturbed character, which the Stockholm-granite shows, when seen in the field or in handspecimens, its intimate petrographic features prove, that the rock has undergone some metamorphism after the extrusion.

The Stockholm-granite is the representative of a great group of granites, occurring in different parts of the Swedish Archæan. These granites are evidently always younger than the other Archæan rocks, except some of the pegmatites. On

<sup>1</sup> See PER GEIJER: Ein Vorkommen von »Fleckengranit» (»granite tacheté» LACROIX) in Stockholm. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. VIII (1908).

the other side it is a doubtful question how much younger this granite may be considered. It is, however, certain that it is older than the Cambrium and those Algonkian schists-series (the Dalsland-series, Almesåkra-series etc.), which still cover some relatively small spaces of the Swedish Archæan, and which have not been pierced by any granite.

#### Post-Archæan eruptives in the environs of Stockholm.

The post-Archæan gabbro-granite series (the Algonkian eruptive rocks), which in Finland, Åland and in the northern part of Sweden (Norrland) forms great massives, is not represented in the environs of Stockholm. Instead of it there are found *dikes of altered diabases*. Such dikes occur rather often. In Stockholm they have been observed in quarries, opened when making and regulating streets. At the corner of Linnégatan (Linné-street) and Fredrikshofgatan on Östermalm in Stockholm some dikes of such diabases may be seen penetrating the grey gneiss. In the southern coast-regions the diabase-dikes are more sparingly seen, but in Södertörn they occur very abundantly. Thus they are observed in many of the places, where the railway Stockholm—Nynäs cuts through the rocky hills of Södertörn.

#### The structural Geology of the Archæan in the coast-districts of Stockholm.

The Archæan of this territory may be said to be built up of the following main parts:

- 1) The *Arnö-granite* and *gneiss-granite* masses.
- 2) The *garnet-gneiss* mass of Södertörn.
- 3) The *intrusive belts*.
- 4) The belt of coherent *supercrustal* rocks.
- 5) The *penetrating young-Archæan* (= ser-Archæan according to HÖGBOM) *eruptives*: Stockholm-granite and pegmatite.



The *contact-planes* between the 4 first-named of these main masses are, for the most part, *nearly vertical* and very much influenced by metamorphic forces. Yet it may be said, that *nowhere conglomerates or discordances separate them.*

1) *The contacts of the gneiss-granites.* Instead of this the contacts of the gneiss-granites with the the gneisses and leptites are *eruptive contacts.* This can, however, only be stated in some places. Often the contact runs parallel to the schistosity of the granite and the bedded or foliated structure of the gneisses and leptites. But on Utö the gneiss-granite cuts the supercrustal rocks, and, on the rock-island Sadelöga, the same seems to be the case. On Ornö the ornöite, which evidently is geologically nearly connected with the gneiss-granite, is younger than the surrounding gneisses. At Ljusterö the gneiss-granite encloses the leptites. In the intrusion belt numerous ridges of gneiss-granite, surrounded by grey, pegmatite-mixed gneisses, as for instance on Ägnö (to the southeast of Saltsjöbaden), are seen cutting them obliquely. On the islands near Små-Dalarö, as for instance on Edesö, the oblique truncation of the gneisses by the gneiss-granite is evident. Many of the cliffs and islands in the intrusion belt »Saltsjöbaden—Dalarö—Nynäs» show similar topographic feature and, according to this, a common peculiar structure. They consist namely of a ridge of gneiss-granite lying on schistose grey gneiss. The latter is usually seen only nearest to the shore. Above it ascend the naked cliffs of the gneiss-granite, which dips to the east and sometimes is overlaid by another zone of grey gneisses (see fig. 8). Ägnö, Hersö, Edesö, Aspö, Toklo, Haftornsudd, Kuggholmen, Balriken, Sandskär and many others are constructed in a similar manner. On the islands E. and SE. of Dalarö the gneiss-granites are changed into pegmatite-granite.

The great granite-gneiss-granite mass, which takes up nearly the whole of Ingarö, great parts of Wermdö and, north of Waxholm, occupies a broad belt along the sea-shore

of Upland, is, on the geological map of »Sveriges Geologiska Undersökning» (Geol. Surv. of Sweden), designated as younger than the gneisses and leptites, a conception, which very well agrees with the geological relations in the southern part of the coast-district.

2) *The garnet-gneiss mass* also acts as a tectonic unit, but is composed of several different rocks. As far as can be discerned, the main mass originates from a granite, rich in »femic» minerals, a »basic» or complex granite. It encloses numerous, mostly great flakes of the supercrustal gneisses and

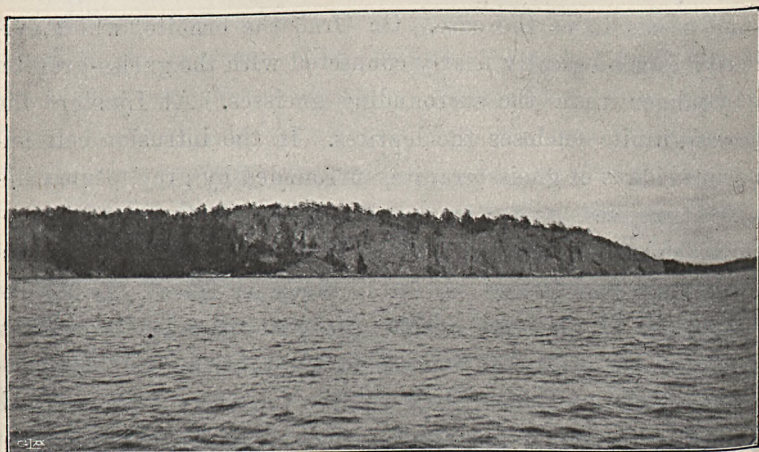


Fig. 8. View from SW. towards Hersö, SE. from Saltsjöbaden. The naked cliff consists of gneiss-granite, dipping to the east and underlaid by grey gneisses on the shore.

leptites, and the whole is thoroughly changed by the regional metamorphism. Especially the complex granite is quite recrystallized. It carries always garnet, often very abundantly, and also the acid members of these metamorphosed granites are garnet-bearing rocks. It seems probable, that the granites in this area derive their richness of calciumoxyd, magnesiumoxyd and alumina from the supercrustal rocks, which their magmas once so intimately have penetrated. The garnet-gneiss



mass may, from this point of view, be regarded as *a complex of magmatic resorption*.

3) *The intrusive belts*. One of these belts, the most studied of them, separates the garnet-gneiss mass or complex of magmatic resorption from the more pure gneiss-granite mass, which has all the characteristics of a rock, crystallized under plutonic conditions and afterwards in parts strongly metamorphosed. It is not quite certain, whether the intrusions in the said belt have come from this complex of more pure plutonic magmas, or from the magmatic resorption complex (the garnet-gneisses), but the former conception is in accordance with the fact, that the composition of the intrusions more agrees with the dominating »acid» Arnö-granite than with the mostly »femic» granite-types in the garnet-gneiss area. In the intrusion belt the supercrustal material is dominating. It forms coherent masses, in which the granite appears as eruptive bodies, while, on the contrary, the granites in the gneiss-granite and garnet-gneiss masses are coherent and enclose flakes or patches of the supercrustal formations.

The intrusion products of this belt were originally *granites, aplites and pegmatites*. Through the later strong metamorphic processes they have been to a large extent recrystallized.

4) *The belt of coherent supercrustal rocks*. By comparison of this belt and the two plutonic masses mentioned, it is obvious, that the former is composed of real strata, which on the whole have been relatively little influenced by metamorphic and magmatic processes. They still show regular bed-structure, porphyritic structure and, in some places, conglomerate-structure and discordant bedding. Especially in the north-eastern halfpart of Utö the said relict-structures are very well preserved. But in the peripheric zones of such relict-areas the intense folding has often nearly quite destroyed all traces of these original rock-features. The »deep-seated» magmas have also attacked these relict-areas from their borders, and the con-

tactmetamorphic influences of such adjacent great deep magmas in the Archæan time have probably caused that the rock-textures in the relict supercrustal belts are always quite crystalline. When no mechanic deformations have entered in the mass of the rocks, the texture has the character of the well-known hornfelses (Fig. 9). In general the crystalline structure and mineralogic composition of the supercrustal rocks in such relict-areas seem to be independent of the dynamic processes, and they are probably also older than these and of

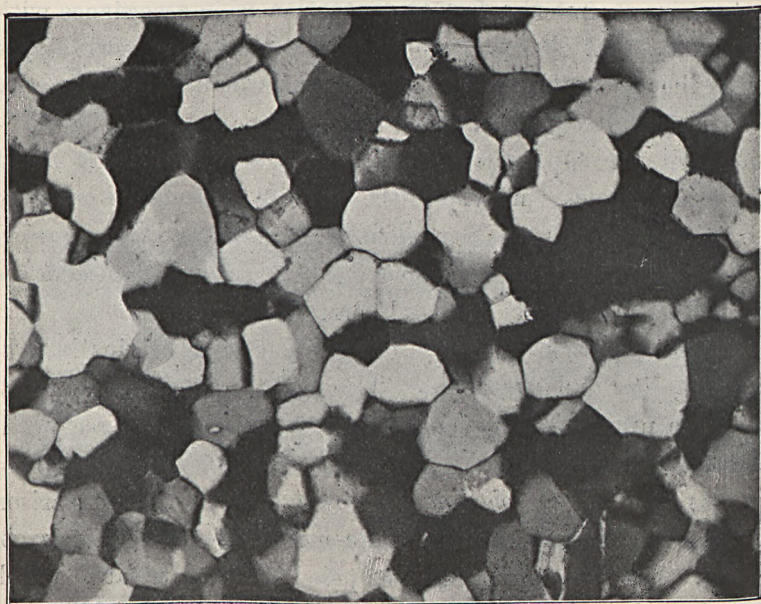


Fig. 9. The microstructure of bedded leptite from the east shore of Utö. Magnified 180 times. Nic. crossed.

contactmetamorphic origin. No original features of the intimate grain-textures of the leptites have been preserved. Only porphyritic structures are partly preserved, but the groundmasses of these porphyries and the fine grains, which compose the banded leptites, have got their characters by secondary processes. No traces — besides in some cases porphyritic cry-



stals — have been found of the particles, which once made up the fresh sediments, through which crystallization the banded leptites have been formed. It seems, however, probable, that those sediments had the character of *tuffites* or volcanic mud, accompanying the lavas and tuffs, of which the supercrustal formations in a large measure were composed.

5) The *penetrating younger Archæan eruptives, the Stockholm-granite and the pegmatite*. The structural geology, which characterizes the occurrence of these eruptives is independent of the geologic features, which combine all the *older* Archæan rocks to a tectonic unit. Yet it is to be observed, that pegmatites of apparent dike-shaped occurrence mainly are found in the belt of coherent *supercrustal* rocks, while, on the contrary, the Stockholm-granite — the intimate structures of which indicate some metamorphic changes — penetrates rocks of *infracrustal* characters. TÖRNEBOHM also says, that the granites of the Stockholm-granite group in the Swedish Archæan are characterized by their geological independence of the porphyry-leptite group.

There are thus two questions or groups of questions, which concern the structural geology of the Archæan in our district. The former concerns the tectonic of the older Archæan and the latter the mechanics of the eruption of the Stockholm-granite and the pegmatite. As for the manner, in which the great masses of infracrustal rocks, mainly coarse granites, have invaded the supercrustal Archæan, the opinions among the geologists are considerably differing. The difficulties of this question arise from the fact, that the granite-contacts in such strongly metamorphosed areas are indistinct. Besides this, there has been a *primary subparallelism* between the contact-lines and the stratification of the supercrustal formations, and the far later dynamo-metamorphic deformations of the hardened crust of the earth have also been directed parallel to the same lines. Because of these facts the gneiss-granite-contacts have been relatively

little observed and studied. But in all such cases, where these contacts have been nearer examined, it has turned out, that they are of eruptive character and thus, in this respect, quite agree with the corresponding granite-leptite-contacts in less metamorphosed areas of the Archæan. In other words, the relation between the supercrustal and the infracrustal rocks of the Swedish Archæan seems to be the same as that which A. C. LAWSON found in Canada<sup>1</sup>, and which the geologists in North-America lately have stated to be normal for the whole »basement complex». Thus the contacts between the supercrustal rocks, leptites and gneisses, on the one side, and the infracrustal viz. the gneiss-granites on the other side, are either apparently eruptive, or through subsequent regional metamorphism so much altered, that their real characters can be detected only after more detailed studies than those which hitherto have been made.

The *secondary parallel structure* of the rocks in the coast-regions of Stockholm is very developed. Especially the gneiss-granites and the garnet-gneisses are strongly deformed rocks. As already pointed out, the former originate from coarse granites, occurring in the central parts of the great massive of the northern coast and neighbouring islands. Where the deformation has been less vigorous, the original arrangement of the minerals in these granites can still be discerned, and it is obvious, that the parallel structure is a result of »pressure on a hard rock mass» and cannot, in general, be of fluidal or proto-clastic origin.<sup>2</sup>

The parallel structure of the garnet-gneisses is also unquestionably of secondary origin, a consequence of the high pressure, to which those gneisses have been subjected by the folding of the Archæan crust.

In the intrusion belt are seen parallel structures, partly of

---

<sup>1</sup> Compt. rend. IV Congr. Geol. Intern. Londres 1888.

<sup>2</sup> Protoclastic or fluidal structure occurs, however, in some places, as for instance, in the ornöite mass on the Ornö Hufvud» (Part II: 5 of this guide).



secondary and partly of primary origin, and likewise occur both these kinds of structures among the supercrustal rocks, although, in the areas relatively untouched by the regional metamorphism, the original bed-structures are by far predominating.

The secondary parallel structure of the gneiss-granites, garnet-gneisses and the mixed rocks of the intrusion belt is rather varying. Pure *mylonitic (cataclastic) structures* (the granulation of VAN HISE) occur only seldom and are probably, in general, due to later dislocations in the region.<sup>1</sup> The secondary parallel structure, which belongs to the Archæan rocks, and which is undoubtedly older than the eruption of the Stockholm-granite and the pegmatite, is a product of *deformation combined with crystallization* i. e. has the character of a *regional metamorphism which has taken place in a great depth*. Typical schistosity is only seen in the mica-schists and mica-gneisses in the folded areas, which surround the relatively untouched supercrustal beds, and it belongs, in these cases, to metamorphosed supercrustal rocks. In the other regions the structure is of a more gneissose character, i. e. more granular and not chiefly dependent on the strong development of the micas. The arrangement of the quartz and the felspar is such as to contribute to the development of the parallel structure in the gneisses, and often this structure depends only hereupon. In the streaky and veined gneisses it is the quartz-felspar-material, which gives the rock its striking features. It is probable, that such veined gneisses (»Adergneisse», »Arterites») have been formed by *segregation processes* during the metamorphism in a great depth, through the greater mobility of the (pegmatitic) quartz-felspar-material under such conditions. But it may also be mentioned, that another, well known theory says, that the veins of those gneisses are magmatic intrusions.

<sup>1</sup> A cataclastic zone runs E.—W. on the south side of Stockholm and can be studied at the railway station Liljeholmen, where all the gneiss-types are converted into dense (felsitoidic) types (mylonite).

Thence they have been called *Arterites*<sup>1</sup> by J. J. SEDERHOLM. In our district the garnet-gneiss and some parts of the gneiss-granite and of the intrusion belt are developed as true veined gneisses. As for the last case, intimate intrusions richly occur, but the veined structure of the gneiss seems to be younger than the eruption of these old granite masses and a product of the metamorphism. The streaky and veined structures of the gneiss-granites and the garnet-gneisses are not combined with any eruptive processes, but bound to the areas of greatest regional metamorphism.

In the intrusion belt, where eruptive rocks and supercrustal material have been mixed in a very intricate manner, followed by an intense metamorphism, peculiar structures are often seen. For instance, at the beautiful little summerhouse-place »Brevik» granitic and paragneiss-material appear intimately mixed, rubbed to pieces and again crystallized. The whole rock mass thus resembles a breccia or conglomerate with pieces of felspar and fragments of rocks, especially dark amphibolites, in a streaky-looking mass of gneissose character. At »Små-Dalarö», another frequented summer-dwelling-place, pegmatitic granite enters as a matrix in the mixed and strongly deformed rock masses. In the smooth glacial-worn cliffs on the shores of the islands Genböte, Korsholmen etc. near Dalarö gneiss-granite, pegmatite-granite with numerous inclusions of paragneisses and dikes of granite and pegmatite are found intimately mixed, forming a complex very difficult to explain.

As already pointed out, (pag. 802) the strongly deformed gneiss-granites pass into massive clear-grained granite and pegmatite-granite. Otherwise the secondary parallel structure is the most constant and obvious character of the metamorphosed Archæan rocks, whether supercrustal, infracrustal or

---

<sup>1</sup> They have, so to say, been filled with new blood. In respect to their being mixed with eruptive and older material SEDERHOLM uses the term *migmatites*.



mixed. The same is sometimes *linear*. This happens in the gneiss-granites, for instance at Sandhamn (Fig. 10). Generally however the structure is a combined linear and plane schistosity, and not seldom, especially in the paragneisses, the arrangement of the rock-components may be designated as a plane schistosity. In the streaky and veined gneisses this plane of the secondary parallel structure is often somewhat indistinct and not seldom folded in a very complex manner.

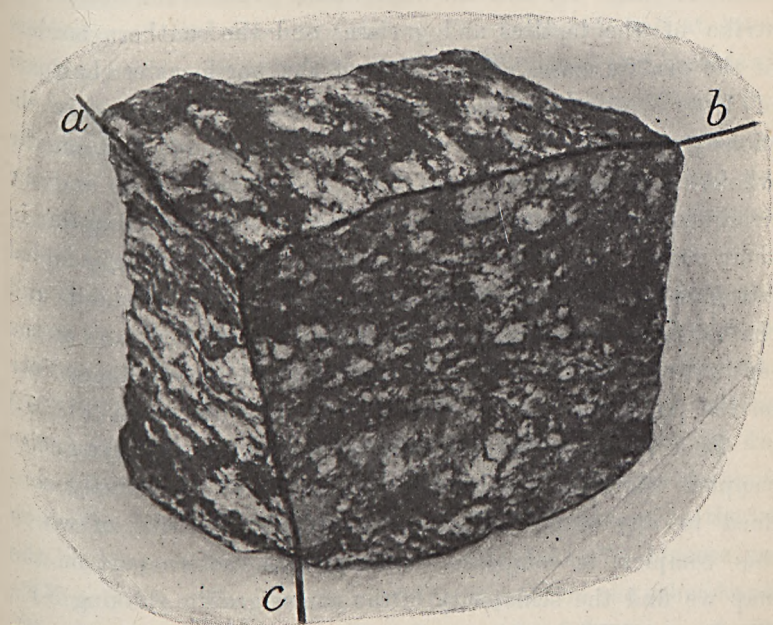


Fig. 10. Linear schistose gneiss-granite from Sandhamn. The faces *ab* and *ac* are parallel to the strong schistosity, while the face *bc*, which crosses the linear schistosity, has a nearly massive appearance.

But it is obvious — as shown by TÖRNEBOHM — that the parallel structure of the gneisses, on the whole, is arranged after great geological structure-lines. These appear on the map as large curves, sweeping through the areas of gneiss-granites, grey gneisses and garnet-gneiss. The direction-lines of the coherent supercrustal rocks, viz. the leptite group, deviate apparently a little from these curves and indicate a somewhat

different structure, going in nearly the same direction as the coast. A glance at the map further shows, that the *sculpture of the land* in a remarkable degree follows the named geological structure-lines. Thus the islands, sounds, firths, bays and the valleys and ridges often are arranged or elongated in the direction of the strike of the Archæan rocks. Also in details this parallelism becomes visible as, for instance, on Ornö Hufvud, where the two small creeks entering the island from E. and W. and the little lake Hemträsket follow the strike of the leptites and gneisses and the southern borders of the ornöite mass. The shores of the north-eastern halfpart of Utö — especially the long north-western shore — are obviously straight, and all this part of the island has, on the whole, a rectangular form, while the southern part and the neighbouring islands Älö, Rånö, Natarö are more irregular in their shape. This coincides with the fact, that strongly folded paragneisses build up the last-mentioned group of islands and the south-western front of Utö, while the bed-structure of the leptite-formation is preserved and followed by the shore-lines on the north-east part of the same island. (See map, Pl. 37.)

It is evident, that the said curved structure of the gneiss complex traverses the boundaries and is not exclusively confined to any of the different metamorphosed rocks, of which this complex is composed. In the north-eastern part of the map we find the schistosity of the gneiss-granite striking NE., N.—S. and NW. making thus a great curve towards the W. More southward, on the eastern side of Wermdö, another and sharper curve is turned towards E. Beyond this place the strike of the gneiss-granite is directed E. to W. through the island Ingarö and farther west, where the gneiss-granite mass thins out as a wedge among grey-veined gneisses. From the south-eastern corner of Ingarö another wedge or branch seems to go out and to proceed mainly between the intrusion belt and the red and grey paragneisses. This branch of gneiss-granite can be followed to Järflotta, farthest southward on



the map. The gneiss-granite curve on Wermdö embraces the very sharp curvature which the strike of the garnet-gneiss complex, as TÖRNEBOHM pointed out, makes on the same island. From this inflexion the northern branch of the curve can be followed towards NW. and N., while the other runs westward, where it soon (in the environs of Stockholm) is truncated and broken to pieces by the Stockholm-granite.

A similar sharp curvature of the strike can, according to the observations of TÖRNEBOHM, be seen in the garnet-gneiss territory of Södertörn to the south of Tyresö, and at some other places in the great garnet-gneiss district of Södermanland the same tectonic structure occurs. As has already been demonstrated, this gneiss is a metamorphosed complex of supercrustal rocks (gneissose leptites) and gneiss-granites, and the parallel structure belongs to the whole as a common feature, evidently of secondary origin.

The *dip* of the schistosity and bedding in the Archæan rocks of our district is — as usual in the Swedish Archæan, the magnetite-gneiss area excepted — very steep to nearly vertical. The coherent, supercrustal formation is mostly vertical or nearly so, but among the strongly folded leptites the dip is sometimes seen to vary rather much. In the gneisses the *angle* of inclination is also rather changing, as for instance, in the intrusion belt where inclinations of only 50 to 70 degrees not seldom occur. The *direction* of the dip is, on the other hand, more constant. On the north and east side of the gneissgranite complex of Södertörn the dip is found to be directed steeply outward viz. to the N. and E. In the intrusion belt the intruded gneisses and large ledges of gneiss-granite also dip N. or E. conformable to the former, but at different angles. On the shores, along the steamer-route between Saltsjöbaden and Dalarö, as for instance near the west corner of Ingarö, the gneisses of the intrusion belt are seen to plunge underneath the gneiss-granite mass. The double-folded and highly metamorphosed garnet-gneiss complex of Wermdö has its veined

and other parallel structures directed mainly almost vertically.

As to the *stratigraphical relations*, which, it may be concluded, result from the said facts, it is obvious that, since the parallel structures of the garnet-gneisses and the grey gneiss in general are of secondary viz. regional metamorphic origin, their inclination cannot give any reliable information concerning their relative age or stratigraphical sequence. At all events, the gneiss-granite cannot be considered as a stratigraphical member of the Archæan in our district, but as a *batholitic* mass, or rather as a *complex of batholitic masses* having, from below, attacked the supercrustal rocks some time after their formation and long before the period of dislocation and regional metamorphism. The tectonic units, which here have been called the *garnet-gneiss complex*, the *intrusion belt* and the *belt of coherent supercrustal rocks* form, according to the opinion of L. PALMGREN and TÖRNEBOHM, a stratigraphical series, in which the garnet-gneiss is the oldest formation. This opinion was founded on their relation of dip in a section (Fig. 11) drawn from NW. to SE. across Södertörn, Muskö and Utö, and it seems, in some degree, still to be maintainable. It is namely to be observed, that this section contains all those rocks of the district, which can be considered as of supercrustal origin, namely leptites, limestone and red or grey banded gneiss. Of these the former are undoubtedly the younger and also the youngest of all rocks belonging to the stratified Archæan in this area. But, as it has already several times been said, the supposed basal rock in the section of PALMGREN and TÖRNEBOHM is neither homogenous nor entirely of sedimentary origin but probably, in the whole, a complex of infracrustal rocks (metamorphosed granites) and enclosed numerous great fragments of paragneisses or metamorphosed leptites. The next member of the series embraces red and grey paragneisses (but also shelves of gneiss-granite), mixed with intrusive granites, aplites and pegmatites and — as the



gneiss-granite complex — intensely metamorphosed. The uppermost member or the leptite group is upraised and metamorphosed, but its metamorphism is, on the whole, weaker and also of another character (contact metamorphism and schistosity) than that of the deeper lying rocks of the section. It seems very probable, that batholithic granite-magmas, by »stopping»<sup>1</sup> and assimilation of the supercrustal rocks, have formed the garnet-gneiss complex, and that later on new batholithic granite masses invaded the supercrustal rocks, penetrating and partly splitting them up into pieces. These granites, the main mass of which was the Arnö-granite-magma, have destroyed and replaced mighty layers of the supercrustal formation. In fact, these rocks now form only a minor quantity of the Archæan. In this respect there is an obvious correspondence between the coast-region of Stockholm and also the Archæan of all Eastern Sweden.

It must be confessed, that our knowledge of the Archæan and especially of the gneiss complexes is, in many respects, very deficient. Several questions concerning these inter-

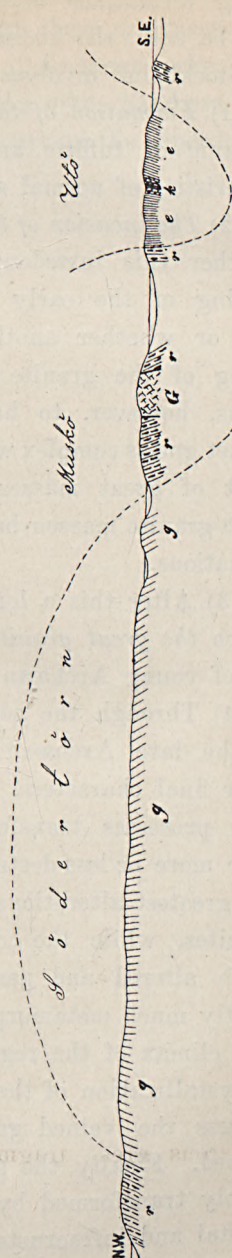


Fig. 11. Geological section NW.—SE. across the Archæan rocks of Södertörn, Muskö and Uto. *g* = garnet-gneiss complex; *r* = red and grey gneisses, the intrusion belt; *G* = granite; *e* = leptites and hällfintas; *k* = limestone.

<sup>1</sup> This term is used in accordance with the theory of R. A. DALY. Am. Journ. of Sc. 26. July 1908.

esting formations must still remain unexplained. As far as can be seen, the history of the Archæan in the coast-regions of Stockholm involves the following great geological events:

1) *Formation of the supercrustal rocks*, which were mainly volcanic or tuffitic and only subordinately shows the characteristics of normal sediments.

2) *The invasion of the granite-magmas*. It is left undecided, whether this invasion was a »stopping process» caused by the sinking of the early formed crusts in the underlying magmas or whether another explanation is more probable. The rising of the granite batholites or the sinking of the crusts seems, however, to have happened several times. First the garnet-gneiss complex was formed by desintegration and replacement of great masses of supercrustal rocks; thereafter the Arnö-granite masses have found their way through the crustal formations.

3) After this a long period must have commenced, during which *the great granite masses* — probably under thick masses of young Archæan stratas — were *completely solidified*.

4) Through the next following *mountain-making processes* of the late Archæan time the rocks in our district received their final characters. Thus, as the strong regional metamorphic processes transformed the rocks, their primary features were more or less destroyed, the garnet-gneiss complex showing the greatest alterations and next the intrusion belts, the gneiss-granites, while the coherent supercrustal formation is partly much altered and partly well preserved. The granites were mostly much metamorphosed and became gneissose in structure. The climax of the regional metamorphism was attained by the recrystallization of the alkalifelspar-quartz material, by which process the veined gneisses, and the pegmatite-granites were formed. Finally, the geological structure of the Archæan was highly transformed by the folding of the rigid masses of supercrustal and infracrustal rocks.

5) Shortly after the climax of the regional metamorphism



followed *the intrusion of the Stockholm-granite and the cross-cutting pegmatites*. It is obvious, that these eruptives have broken out through a *fractured* crust of Archæan rocks. The huge masses of the gneiss-granite on the other hand are scarcely ever or but seldom found as dikes cutting the supercrustal rocks of the older Archæan.

---

## Part II. Excursions.

### 1. In Stockholm.

The rock-surface is visible at many places in Stockholm. The masonry of numerous buildings rests directly on the solid rock, and several of the streets — especially in the newer parts of the town — cut through some of the numerous rocky hills of the surrounding country. The southern part of Stockholm, »Södermalm», as it is called, lies above the scarp of a fault, which can be seen as an elevated ledge running E. to W. on the south side of the lake Mälaren. The Archæan rock masses have been pierced by tunnels and long cuttings and are thus very well exposed to studies.

In the north part of Stockholm, »Norrmalm», the Stockholm-granite is predominating, while Södermalm is mainly composed of grey gneisses. The Stockholm-granite shows in this part of the massive a grey colour and a fine-grained structure and is composed essentially of felspar and quartz with only a little black mica. It encloses in many places numerous fragments of the grey gneiss. These are angular and irregularly scattered through the granite. The schistosity of different larger blocks of gneiss, lying apart from each other in the granite, runs often in a surprising manner parallel, as if such enclosures had been turned but very little by the motion of the magma.

Dikes of Stockholm-granite, traversing the grey gneiss, are common. They show sometimes a fluidal arrangement of the granite constituents parallel to the walls (Fig. 12).

The Stockholm-granite is cut by dikes containing more acid granite-varieties or aplites. Several such dikes, indicating



different ages of granitic intrusions, can be seen. Together with them also occur dikes of pegmatite.

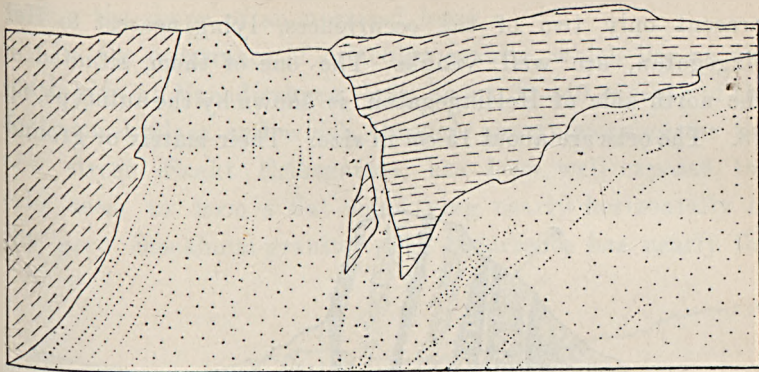


Fig. 12. Granite-dike in gneiss at Vegagatan (Vega-street). The granite area is dotted and that of the gneiss lined. The altitude of the whole rock-wall is 4 *m*. After G. DE GEER.



Fig. 13. Quarry in the orbicular granite in Vasastaden near Helsingegatan.

These occurrences can be very well studied in the quarries of »Vasastaden» (Vasatown, a part of Norrmalm). In the same quarries »the orbicular granite of Vasastaden» was found by H. BÄCKSTRÖM. Originally this interesting rock was visible

at 5 different occurrences near the corner of Vanadisvägen (the Vanadis-road) and Helsingegatan (the Helsinge-street) but some of them have been destroyed by the quarry-works. At present only two of the occurrences, lying nearest to Helsingegatan, are well visible. The one of them, situated on the north side of Helsingegatan, is shown by the autotype, fig. 13. The orbs are about 15 *cm* in size. Their matrix or ground-

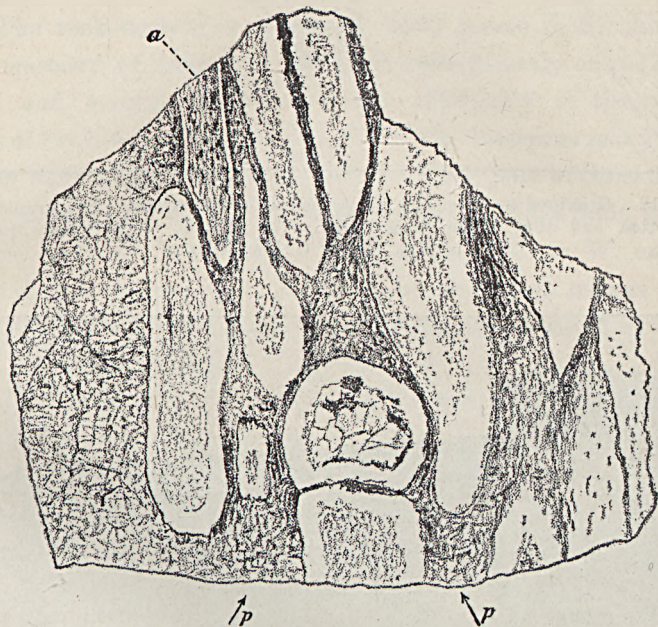


Fig. 14. Block of orbicular granite with partly deformed orbs. PP is an orb with a pegmatitic interior, d is a spheroid, containing a central mass of schistose structure, rich in biotite and with a rather thin outer shell. To the right between the spheroids is granite of a somewhat streaky structure. After BRÖGGER.

mass consists generally of a granite, nearly identic with the ordinary Stockholm-granite. They have an outer shell or mantle-zone, white or light-grey in colour and a central mass, which either resembles the Stockholm-granite or has a pegmatitic, more seldom a gneissose appearance (see fig. 14; compare pag. 808). At the occurrence north of Vanadisvägen a



section was formerly visible, in which, according to BRÖGGER, the orbicular granite appeared as a rounded mass, enclosed in the Stockholm-granite as shown in fig. 15. It had in this section the shape of an upraised lense.

In the occurrence of orbicular granite, which lies on the south side of Vanadsvägen, only about 30—40 *m* south of the first-named place, and which, through quarry-working for the new street »Sankt Eriksgatan», has been well exposed, the orbs seem to form a flat mass lying nearly horizontally in the grey Stockholm-granite. The occurrence has nearly the

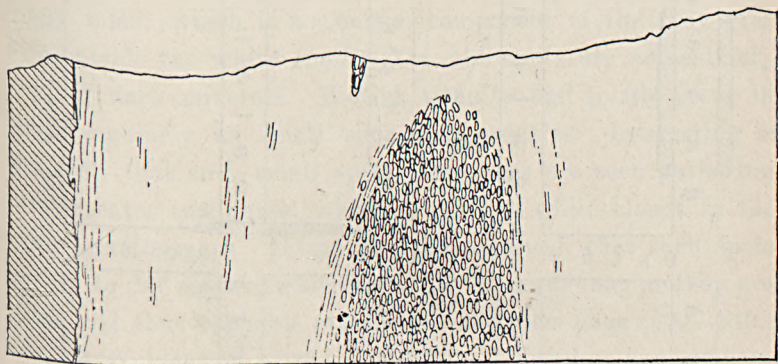


Fig. 15. Foto of a quarry-wall, showing the orbicular granite. Vanadsvägen. After BRÖGGER.

same character as already described, but the granite seems more homogenous, and also the orbs are of a more uniform character.

The numerous quarries, which are to be seen in the immediate vicinity of the interesting occurrences of the orbicular granite, give a good view of the relations of the Stockholm-granite and the aplitic and pegmatitic dikes to each other and to the grey gneiss. The petrographical character of the latter is also at these places typical. It is a real veined gneiss (»Adergneiss», »Arterite») with foliated structure and strongly folded. These structures are always sharply truncated by the Stockholm-granite and the aplitic and pegmatitic

tic dikes. The gneiss itself is of doubtful origin, no certain primary features having been found in the same. In other places indistinct traces of a coarse bedding can be seen, but some other varieties of this grey gneiss seem to be strongly altered granitic rocks. The gneiss belongs undoubtedly to the belt of rocks, which have been strongly altered by intrusion and regional metamorphism and which, to the N. and E. surrounds the garnet-gneiss massive of Södertörn.

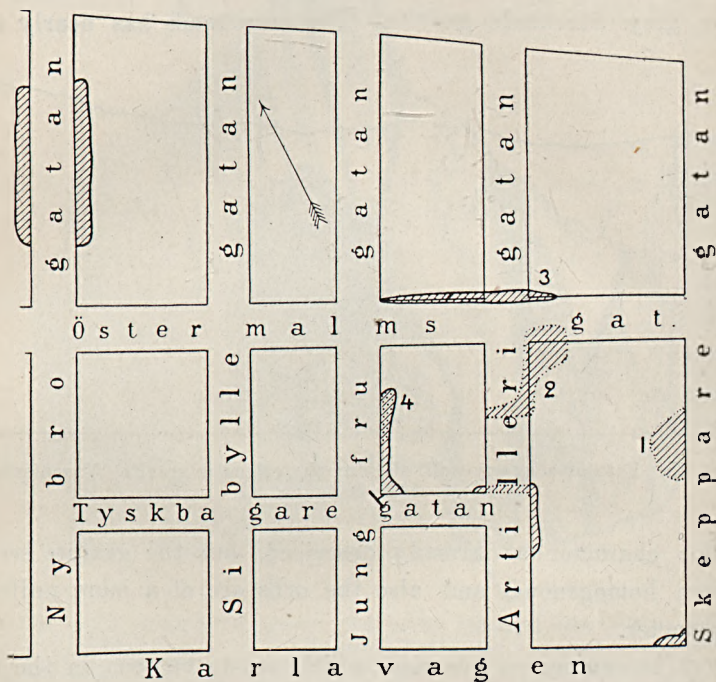


Fig. 16. Situation map, showing the occurrences of *spotted granite* at Östermalm. The names of the streets are inscribed, the lined areas mark remaining cliffs. Of them 1 and 2 are now removed. At 3 a little and at 4 some more of the spotted granite is still visible.

Having visited the quarries of Vasastaden, we take, at Odenplan, »the blue» tramway-car and are in a few minutes at the East (railway-) Station. In the hills, to the south of this station, new openings in the rocks have been worked. The fresh fractures show many interesting contacts between gra-



nite and gneiss. Their relation is the same as that visible in the quarries of Vasastaden.

With the tramway we soon reach along »Valhallavägen» (the Valhalla-road), the most eastern part of Stockholm. Here another interesting variety of the Stockholm-granite, a *spotted type*, can be observed in some still remaining cliffs among the houses on Östermalmsgatan and Jungfrugatan. This occurrence is described by PER GEIJER.<sup>1</sup> A situation map is given in fig. 16. The spotted structure of this type is caused by the occurrence in the granite of small round masses, which consist of only felspar and quartz with the exclusion of the black mica, which is a common component of the grey granite outside the white spots. Yet, the spots are not entirely void of dark minerals. Biotite, titanite and pyrite occur in them regularly as small central aggregates. Interesting is the fact, that such small spots sometimes are seen gathering into greater complexes, which appear as white clouds in the grey granite mass. It can also be observed, that such spots gather to flat masses, which are many times as long as they are thick and thus resemble real dikes. (See also pages 809—810.)

No explanation of these peculiar occurrences has yet been given. Together with the granite occur at this locality, as usual, gneiss and pegmatite. These are here seen penetrating the former in a very distinct manner (Fig. 17).

To the geologists the part of Stockholm, called »Östermalm», has another interesting occurrence to show. Near Oscarskyrkan (the Oscar-church), at the corner of Linnégatan and Fredrikshofsgatan, in a rock, composed of veined gneiss, granite and pegmatite, 5 black cross-cutting dikes of diabase can be observed. Their width is not more than 0.5 *m*, and several very thin apophyses proceed from the dikes into the surrounding Archæan rocks. Several dikes of such diabase have been observed in the Stockholm territory. In adjacent parts of Södermanland they are — as shown by TÖRNEBOHM — common. Their

<sup>1</sup> Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. VIII (1908).

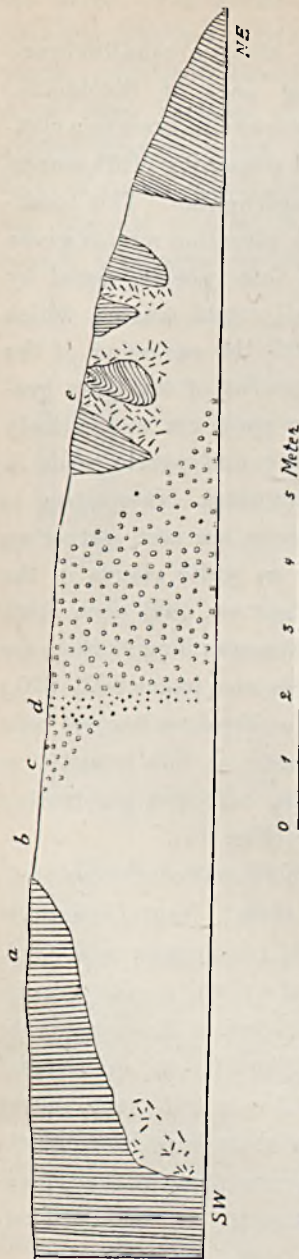


Fig. 17. Section through the cliff containing spotted granite at Skepparegatan. This cliff has now been entirely removed. *a* = gneiss, *b* = granite without spots, *c* and *d* = granite with spots of somewhat different appearance, *e* = pegmatite. After PER GEJER.

age is apparently post-Archæan but cannot with certainty be accurately fixed, as they have never been seen in connexion with younger rocks than the Archæan granites. According to the altered state of the diabase in most of these dikes, it seems probable, that they belong to the older of the two epochs, during which diabase-eruptions have taken place in the Swedish areas, namely the Algonkian and post-Silurian time. The Algonkian diabases seem to have poured out in a far larger scale than the post-Silurian.

At Södermalm (the part of Stockholm, which lies to the south of the lake Mälaren and its outlet) the grey gneiss predominates. Dikes of granite and pegmatite are, however, usual. One such granite-dike could formerly be seen in the high wall near the terminus of the railway »Saltsjöbaden—Stockholm», but is now hidden by coal dust and rusty or clayey covering.

The grey gneiss of Södermalm embraces a number of somewhat different types. Among these are to be marked gneisses veined by red-coloured



pegmatitic material. A belt of such rocks traverses the area of Södermalm and runs further eastward to the island Wermdön. In the same direction strikes a zone of mylonitic rocks which can be studied especially at the tunnel of Liljeholmen. The mylonitic structure does evidently not belong to the Archæan but is imposed to Archæan rocks of all kinds at an E.—W. zone, which seems to follow the probably still younger E.—W.-dislocations along which the lakes Årstaviken, Järlandsjön and the sound of Lännersta are extended.

To the south of this line typical gneiss-granites appear in the grey gneiss. This can distinctly be seen at Hornstull, Sickla, Nacka and Dufnäs. The gneiss-granite appertains namely to the gneiss-granites of the coast-region and forms here the uttermost branch of the great massive on the island Ingarön to the east of Saltsjöbaden, which here runs out into the gneisses.

On the south side of this gneiss-granite there are again grey gneisses, but fine-grained granites and lenticular masses of pegmatite are also very abundant, nearly dominating rocks. In other words, we meet here the westward continuation of the intrusion belt of the coast.

## 2. Excursion into the garnet-gneiss territory of Södertörn.

The garnet-gneiss of Södermanland is one of the most important types of gneisses in the Swedish Archæan. The origin of this gneiss is a question of the greatest interest especially in respect of its bearing on our knowledge of the regional metamorphism of the Archæan rocks. Also in consideration of the fact, that the garnet-gneiss mass is the greatest of the geological units, of which the Archæan in the vicinity of Stockholm is composed, a nearer acquaintance with this rock, or rather complex of rocks, seems to be desirable.

The garnet-gneiss can very well be studied in the numer-

ous cuttings, which have been made for the railway »Stockholm—Nynäs», as, for instance, between the stations Elfsjö and Fagersjö or Drefviken and Österhaninge. Along the first named of these lines numerous dikes of diabases are seen cutting through the gneisses. Also near to the station Nynäs the garnet-gneiss is very well exposed and the dikes numerous.

An excursion from Stockholm to Fagersjö and back again by train can be made in about 3—4 hours. A study of the



Fig. 18. Sketch-map of the environs of Waxholm with Ytterby and Skarpö.

line Österhaninge—Drefviken, together with the railway-journey there and back again to Stockholm, may require half a day. (Further concerning the garnet-gneiss pages 790—792.)

### 3. Ekursion: Stockholm—Waxholm—Ytterby and Skarpö.

This excursion requires half a day and is made by steam-boat from Stockholm to Waxholm. From the last-named little



town Ytterby and Skarpö may be reached by means of motor-boats. At Waxholm and on Skarpö the *grey gneiss-granite* can be studied. It is well exposed here and shows a very characteristic development, typical for a great part of the so-called gneiss-granites of Sweden.

Ytterby felspar mine, in which so many interesting minerals have been found, is situated on the island Resarön, about 3 km north of Waxholm.<sup>1</sup> (Fig. 18). It was worked already in 1794 for the Porcelain-manufactory of Stockholm and is,

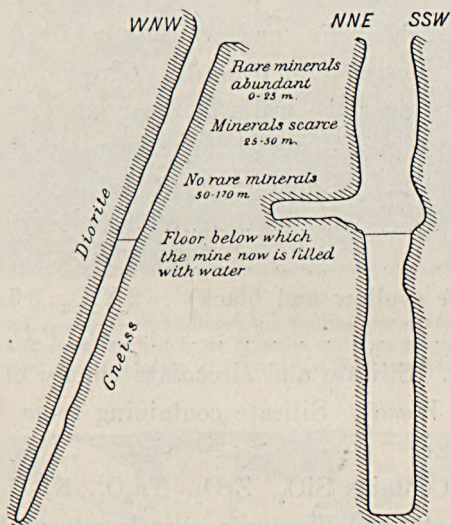


Fig. 19. Approximate sections of Ytterby felspar mine. (According to IVAR NORDENSKJÖLD.)

at a depth of 171 m, partly still workable (Fig. 19).<sup>1</sup> The pegmatite has formed a linear flat mass or shoot, standing very steep in the direction of the dip viz. about 80° WNW. In fact, the shoot was composed of several coherent lenses. Such lenses are also to be found in the direction of the strike at different levels, and one of these has been reached by a

<sup>1</sup> A description of the felspar mine of Ytterby will be published by IVAR NORDENSKJÖLD in Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. X.

tunnel going out horizontally to NNE. at a depth of 50 *m*, and seems to be rich in workable felspar (See the fig. 19).

The foot wall of the mine is composed of *gneiss*, and the hanging wall of *diorite*. The pegmatite mass lies consequently between these different rocks, a usual manner of occurrence of the pegmatites in this part of the district. It follows also the strike of the *gneiss*. Small lenticular masses of pegmatite are often seen in the naked cliffs of the shores following each other along the strike as pearls on a string.

The pegmatite mass of the Ytterby mine is composed chiefly of red *microcline* and *ortoclase*, white *albite* and *oligoclase*, *quartz*, *muscovite* and *biotite*. *Graphitic felspar* occurs in some quantity near the walls of the mine.

The rare minerals, which have been observed in this felspar-mine, are the following:<sup>1</sup>

*Gadolinite* . . . . .  $3(\text{Fe, Be})\text{O} \cdot \text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$

*Fergusonite* . . . . .  $\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot (\text{Na, Ta})_2\text{O}_5$

*Yttrotantalite* (yellow and black) .  $2\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{Ta}_2\text{O}_5$

*Xenotime* . . . . .  $\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$

*Anderbergite*. Silicate and zirconiate chiefly of Y and Ce.

*Ortite* (and *Wasit*). Silicate containing some U, Ce, Di, Ln, Y and Er.

*Arrhenite*. Contains  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  with Ca, Be, Y, Er, etc. and *Tengerite*, a carbonate of Yttrium.

Besides these the following minerals have also been observed: *garnet*, *fluorspar*, *beryl*, *apatite* *molybdenite*, *magnetite*, *pyrrhotite*, *titanomagnetite*, *galena*, *pyrite*, *epidote*, *cordierite*, *chlorite* and *calcite*. With the *Yttrium* also the chemically related elements *Terbium*, *Erbium*, *Gadolinium*, *Samarium*, *Ytterbium*, *Scandium*, *Holmium*, *Thulium* and subordinately the ceriummetals *Cerium*, *Didym* and *Lanthan* are associated in the rare minerals of Ytterby.

These very interesting substances have been located only in the uppermost parts of the pegmatitic shoot. As demon-

<sup>1</sup> After IVAR NORDENSKJÖLD.



strated in fig. 19, they were abundant to a depth of 25 *m* under the surface and occurred in diminishing quantities to 50 *m* level, where they at last entirely disappeared. On the upper parts of the hanging wall some of the huge subparallel or divergent blades of black mica can still be seen on



Fig. 20. Light-red, coarsely crystallized microcline, penetrated by large (5—6 *dm*) blades of black mica, on which are crystals and rounded masses of Fergusonite and ytrotantalite. (After IVAR NORDENSKJÖLD.)

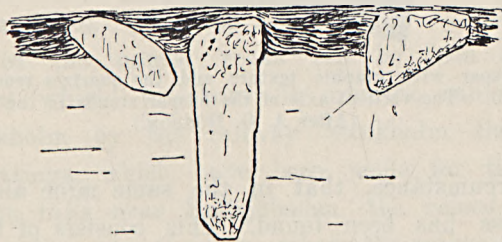


Fig. 21. Crystal of Fergusonite (in the midst) and two crystals of Ytrotantalite, fastened on black mica and surrounded by the mass of a microcline-crystal. (After IVAR NORDENSKJÖLD.)

which the rare minerals usually are fastened as crystals or rounded masses surrounded by coarsely crystallized felspar (Fig. 20).

Of the rare minerals there can at present only little be seen at Ytterby. Crystals and pieces of *Gadolinite* or *Fergu-*

*sonite* are, however, still found in the masses of old dumps, which have been heaped by the side of the mine.

In the *felspar mine* of the island *Skarpö*, which lies nearer to *Waxholm*, no rare minerals have been observed. The mine, a large open pit, is now abandoned and filled with water. With the pegmatite of this occurrence is associated a very peculiar form of graphic felspar, in which the quartzes have, in some way or other, been removed, in consequence of which the felspar has become porous in texture. The holes of this porous felspar often show the same form and arrangement as the quartz inclusions of the common graphic felspar.<sup>1</sup> It is a very



Fig. 22. Felspar with graphic texture and the quartzes removed. Section parallel (010). The vertical axis of the felspar stands in the fig. upright. (After A. G. HÖGBOM.)

curious circumstance, that in the same mine also a porous quartz mass has been found. This consists of flat quartz-grains, rather loosely cemented and partly bounded by crystal-surfaces. In part the quartz is more compact with only a few branchy holes or pores. How this quartz-form occurred in the pegmatite of *Skarpö*, is not known; as it is only observed in specimens from the felspar-attle after the mine

<sup>1</sup> The porous pegmatite felspar of *Skarpö* has been described by A. G. HÖGBOM in Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. III, Part 2, No. 6, 1897. See also A. BYGDÉNS paper in the same publication, Vol. VII, 1906.



had been abandoned and filled with water. The occurrence may, in the whole, be designated as a mineralogical riddle, which seems very difficult to solve.

#### 4. Excursion: Saltsjöbaden—Dalarö.

This excursion follows the intrusion belt, which — as we have seen — passes through Stockholm in an E.—W. direction and from Saltsjöbaden extends further to the east, south-east and south over the islands of the Agnöfjärden, Tyresö, Dalarö, Muskö etc. and to Nynäs and Landsort farthest to the south. The rocks are here mostly exceedingly well exposed, which is of great advantage as their structure and composition changes in a very intricate manner. Veined gneiss, banded gneiss, fine-grained, grey granite, pegmatite, some amphibolitic rocks, and, besides these, also sills of gneiss-granite and pegmatite-granite compose the intrusion belt which, towards SW., is bordered by the great garnet-gneiss mass of Södertörn, towards N. and NE. by the great gneiss-granite massive of the coast and towards the E. by sills of gneiss-granite and pegmatite-granite and by a zone of coherent supercrustal rocks (Utö-Ornö-Nämndö-Runmarö). (See map Pl. 36.)

Most of the named rocks can be seen already at Saltsjöbaden which, in about 35 minutes, can be reached from Stockholm by the railway Stockholm—Saltsjöbaden. In the cuttings, which have been made for this railway through the hills near Saltsjöbaden, the *veined gneiss* can be studied. Near to the sea, where the railway ends at a coast-steamer-bridge, a *grey granulitic gneiss* of a type, which is very common in the coherent supercrustal belt, has been cut by such a traverse.

In the numerous small cliffs along the pretty, sinuous shores of Saltsjöbaden *fine-grained, grey granites* and *pegmatite* with patches and flakes of grey (para-)gneiss are seen mixed in a very complicated manner. To the north of Saltsjöbaden,

at Neglinge and Moranäs, occurs a typical *gneiss-granite*. This occurrence is the continuation of the great gneiss-granite massive of the island Ingarö, on the other side of the Baggensfjärd, and it forms also the one end of a branch of such granites, which seems to proceed from the named massive and can be followed eastward to the neighbourhood of Stockholm. Beautiful, grey veined gneiss occurs at the south side of Saltsjöbaden, especially on the narrow isthmus between the Baggensfjärd and the bay Erstaviken.

For geologists it is very convenient to use a small steamer or motorboat for visits in the archipelago, which extends between Saltsjöbaden and Dalarö, where the geological character of the intrusion belt and its strong regional metamorphism is very well exposed. Having thus left Saltsjöbaden we observe a rusty zone of rocks, lying near the surface of the water on the south shores of Ingarö. The rock is a dark-grey granulitic gneiss, containing a little pyrite. It seems to be a strongly metamorphosed, supercrustal rock, which has probably once been a coal-bearing slate. Such are namely usually found to change into pyrite-bearing schists and finally to become rusty gneisses. The rusty gneiss on Ingarö dips steeply to NNE. and is overlaid by amphibole-bearing *gneiss-granite*, which has undergone strong regional pressure-metamorphism.

The little island Elgö is in part composed of fine-grained grey metamorphosed granite (especially well exposed on Korsholmen and Ekholmen), but the dominating rocks are grey gneisses, mostly veined and partly beautifully banded. Together with them also dikes and irregular masses, often sills of pegmatite and pegmatite-granite are seen. On the south shore of Elgö the latter occur abundantly. When we proceed along the south-west shores of Elgö, Gäsö and Långholmen, the abundance of the pegmatitic and aplitic intrusions in the grey gneisses is very distinctly seen.

On Brandholmen and on the western shores of Hersö ban-



ded and veined, pegmatite-mixed grey gneisses are also seen. But the sharply marked ridges of Agnö and Hersö consist of gneiss-granite, which here forms a large dike or sill running SE. (Fig. 8) and dipping  $45^\circ$  eastwards. The gneiss-granite has an interesting, flamy structure, which can be clearly seen in the steep cliff at the southern point of Hersö, where the water is deep and thus allows a boat to come close up to the overhanging cliff.

On the western shores of Hersö the banded and veined, grey gneisses appear dipping in the same direction as the gneiss-granite, namely to the east. They seem also to lie below this eruptive rock, a position which many times can be observed on other cliffs and islets of this district, and which is a consequence of the two facts, that the gneiss-granite occurs as large sills in the banded grey gneiss and has better resisted the erosion than the schistose cleaveable gneisses, by which it is surrounded.

On the side of Erstaviken, which is opposite to Hersö, lies Brevik (Broad bay), a beautiful and favorite summer place. On its shores very curious gneiss-structures are visible. Their dominating character is that of a breccia, gneiss-fragments of very different composition and large rounded felspar-nodules lying together in a grey, streaky, fine-grained gneiss (Fig. 23). Real cataclastic structure is however absent and the whole complex is cristalline, gneissose in structure. It seems probable, that this formation originally was a granite, filled up with fragments of paragneisses, thus forming an eruptive breccia, which afterward was deformed, brecciated and recrystallized by the regional metamorphic forces. The same character has the gneiss in a narrow zone on the south side of Elgö, north-west of Brevik, in the direction of the strike of the Brevik-gneiss.

The numerous islets and cliffs, which are situated SE. of Brevik, between the Granöfjärden and the Jungfrufjärden (= Maiden-firth) contain the same kind of rocks as those which

we have now studied, namely chiefly banded and veined, grey gneiss, mixed with pegmatite and with sills of gneiss-granite or pegmatite-granite.

At Små-Dalarö (= Little Dalarö) the relations between the last-named, the gneiss-granite and the pegmatite-granite are of very great interest. We find both rocks forming elongated massives in the veined and bedded gneisses. Such



Fig. 23. Block of amphibolite, lying in the brecciated gneiss on the shore at the steamboat-bridge of Brevik.

is the case on the little peninsula, which extends towards the northeast from Små-Dalarö and on Krogholmen, Munken, Edesö, the Dalarö peninsula and many of the islands, lying E. and S. of this place. They contain either *schistose* gneiss-granite or *massive* pegmatite-granite and in some cases, for instance at Små-Dalarö and on Krogholmen and Edesö, gneiss-granite and pegmatite-granite occur together in the same massive. It can then be stated, that the schistose and foliated, often



also veined, *acid* gneiss-granites *pass* into massive pegmatite-granite. As the former is strongly deformed and metamorphosed, the latter, on the contrary, quite massive, and no difference of age between them can be stated, the conclusion, however very surprising, seems to be inevitable, that the pegmatite-granite is a recrystallization-product of the *acid* gneiss-granites. The interesting question can very easily be studied on many of the numerous small islands and cliffs, which surround Dalarö. The south end of Edesö, for instance, offers favourable circumstances for observations concerning this question, but also the east part of Genböte, Aspö, Dalarö Skans (the old fort of Dalarö) and Toklo are very interesting and deserve a close examination.

It should be remembered that in the zones of strongest regional metamorphism of the Swedish Archaean pegmatitic material, occurring in the shape of veins, nodules, inmixed in the gneisses, or in bosses and sills, lying parallel to the gneiss-structure, or also as great massives of pegmatite-granite, is always very abundant. It is quite obvious, that in those zones the quartz-felspar material, whether belonging to the orto-gneisses (gneiss-granites) or to quartz-felspar-gneisses of supercrustal origin, has been recrystallized and has thus taken the shape of smaller and greater pegmatitic masses.

It should be carefully observed, that the *cross-cutting pegmatitic dikes* are not bound to the named regions of pegmatization of the quartz-felspar material. When such pegmatite-dikes occur in these regions, they are seen cutting across the structures of the pegmatite-veined gneisses, thus behaving as younger eruptive masses.

Such dikes do not occur — or are at least very rare — in the region between Saltsjöbaden and Små-Dalarö, where the pegmatitic material is still very abundant. But at Dalarö they begin to be frequent and farther to the east, on Ornö, Utö and their environs, they are very common. Their colour is red, while the inmixed pegmatites usually appear as

light-grey masses. The difference is rather striking and can be distinctly seen on the island to the east of Dalarö, where both kinds of pegmatites occur together.

5. Excursion: Dalarö-Ornö Hufvud. (By A. G. HÖGBOM).

General sketch.

At the northern end of the island of Ornö occurs a small igneous area, which deserves to be seen because of its highly differentiated and partly quite singular rocks, and because of the behaviour of these rocks at their contacts with the surrounding meta-sedimentary rocks.

The igneous mass has an elliptical shape and shows, on the whole, a concentric distribution of the different rocks. Leaving out of consideration some pegmatites which, although they predominantly are injected concordantly with the other rocks, nevertheless stand in no petrographical connection with them, the igneous body can be characterized as being chiefly of a dioritic composition. But a far going differentiation has taken place in the same by which salic and femic varieties have arisen, and along the boundaries of the igneous area, these varieties form exceedingly banded belts which could suggest a sedimentary layer-structure (Fig. 26, 27, and 29).

In the interior of the northern part of the area occurs a granular hornblende-andesine-rock, which differs from the ordinary diorites by the generally subordinate and very varying amount of hornblende. In a sugar-like white, or grayish, sometimes even light reddish, granular mass of calcic soda feldspar, small and large subhedral hornblende prisms are scattered very irregularly. This rock has been called *ornöite*. By the increase of hornblende and the appearance of other basic minerals, as diopside and biotite, the rock grades to a more typical *diorite*, and this rock, in its turn, grades to *gabbro*, which partly is developed as a very coarse-grained *hornblende-picrite*.



On the other hand the ornöite, by the decrease or disappearing of hornblende, becomes a pure felspar-rock, in which also microcline can appear as a noteworthy component. Quartz is generally wanting or, when present, is only accessory. This rock is generally fine-granular, sugar-like, and of a beautiful light-reddish colour; it may be conveniently called *ornöite-aplite*.

The femic as well as the salic differentiation products have a tendency to a concentric distribution around the ornöite. This rock consequently forms a nucleus in the igneous area, whereas the other rocks appear as belts running conformably to the boundary of the same (cfr map, Pl. 35).

Besides the rocks just described, also *granite* takes part in the composition of the area, forming two belts which, in the southern part, attain a considerable breadth and, broadly considered, run concordantly with the belts of salic and femic rocks already described. The granite, which is generally foliated and gneissoid, is chemically characterized by its high percentage of calcic soda felspar and the subordinate rôle of potassic felspar. The femic minerals are represented by biotite and hornblende, the latter occurring subordinately and as more isolated, irregularly distributed prismatic grains. This gneiss-granite often contains strips and belts of a dioritic composition, and sometimes there are met with transition forms to the ornöite as well. Although nearly connected with the other igneous rocks of the area, the granite appears at many localities as younger and shows intrusive contacts with them as well as with the surrounding meta-sedimentary rocks. Besides the two granite belts just described, smaller bands of the same rock often alternate with the salic and basic belts of the ornöite, thus contributing to the layer-like appearance, which the igneous rocks generally acquire in the vicinity of the border of the massive.

While the igneous rocks in the interior of the area are middle- to coarse-granular and generally have a homogeneous structure, they acquire towards the boundaries a more or less

pronounced parallel structure, and at the same time they generally become more fine-grained. The parallel structure is caused, partly by the alternation of salic and femic bands, partly by the arrangement of the grains with their longer axes or tabular forms conformable to the boundary. Although it is many times difficult to decide, whether this structure is a primary fluidal one or is secondarily impressed on the rock, there are good evidences enough that both these factors have contributed to the structural features of the boundary zones. In some varieties of the diorite the plagioclase has a tabular development, and the rock then often shows a very striking trachytoidal structure. The hornblende prisms have also sometimes a subparallel, trachytoidal arrangement. More commonly, however, the parallel structure has the characteristics of schists (*granoblastisch* and *krystallisationschiefrig*, GRUBENMANN). As a rule, these structures run conformable to the banding of the rocks. Exceptionally, in some granitic dikes, which cut the bands and are to be considered as a little younger than the main igneous mass, there has been observed a feeble schistosity crossing the dike and running in accordance with the schistosity of the banded rocks.

Inasmuch as the schistosity and the banding generally run conformably, the same designation for their dip and strike has been used on the map. From the map it will be seen that there is a very regular dip inwards to the massive, and that, at the same time, the dip generally becomes more gentle, when proceeding from the boundary towards the interior. From these facts it may be concluded, that the igneous body has an ellipsoidic shape and that the section which is represented by the now existing land-surface, lies somewhat underneath the median horizontal plane of this ellipsoide.

*The meta-sedimentary rocks* which enclose the igneous area, belong to the complex of leptitic or fine-grained gneisses, with intercalated beds and bands of limestone, which stretch along the great islands Utö, Runnmarö, Nämö, and Ornö (see



the geol. map, Pl. 36 of HOLMQUIST). This complex is here represented by distinctly banded, fine-grained gneisses or leptites and subordinate layers of limestone. By the alternation of the latter with the silicate rocks a fine banding often arises which, however, often is destroyed by the silicate bands being crushed, so as to form a sort of breccia or autoclastic conglomerate, cemented by calcite.

Mineralogically and structurally these gneiss rocks can often hardly be distinguished from the banded, igneous rocks already described, with which they come in contact. Generally, however, they are more dense, and even when granular, they do not possess the distinct crystallinity, which already macroscopically is met with in the meta-igneous rocks. Further, they often can be recognized by their richness in garnet and sulphides, the latter causing a rusty rock-surface. Their band-structure, which is more depending on an alternation between silic and femic bands than of structural variations, is often very well developed, but as to distinctness and regularity of the bands, it does not surpass the strongest banded igneous rocks with which they come in contact. The best and most easily proved criterion to distinguish between the two groups in the field is afforded by the intercalations of limestone in the former.

The strike of the meta-sedimentary rocks generally runs conformably to the boundary of the igneous area, and the dip is inwards, likewise in conformity with the dip of the neighbouring banded igneous rocks. Intrusions of the latter, however, can occasionally be seen in the former, as has already been mentioned, but generally the intrusive rocks follow the structure-plans so closely that they appear as layers, when there is no opportunity to observe the contact minutely on a long stretch.

Although the strike and dip of the meta-sedimentary rocks is generally very regular, there are, however, localities, where the rocks show strong subordinate foldings, as f. i. on the

islet Hufvudholmen and in the shore line, a little SW. from Norrviksudde (fig. 24).

*Pegmatites* play a significant part in the area here under consideration. The greatest occurrences form, as will be seen on the map, broad belts, which have a tendency to follow the general strike of the adjacent rocks. Many smaller dikes have also the same mode of occurrence. Sometimes they are divided up in a row of lenses (fig. 26) which have apparently turned the banded rock aside. Small veins of pegmatitic appearance which cross the schistosity, are often strongly folded and crumpled. There seems to be a connection between such pegmatitic veins and the isolated »eyes» of felspar which occasionally occur in the meta-sedimentary rocks, inasmuch as they often are met with together and by gradations are allied with each other. These veins ought rather to be segregations from the metamorphic rock than igneous intrusions. The pegmatite dikes are composed mainly of quartz and microcline (with perthitic intergrowth of albite). Chemically they do not stand in connection with the main igneous mass of Ornö Hufvud, but represent younger intrusions derivating from some other magma type. Besides, there are evidences of the presence of pegmatitic intrusions of different ages, the youngest pegmatites being intruded after the rocks had already been metamorphosed in-to schists.

For further particulars about the rocks of Ornö Hufvud and their interpretation reference may be made to another paper by the author<sup>1</sup>, of which the here given advice is a summary. It remains to give a short description of the localities which will be visited.

#### The excursion.

*Fisklösa Bay.* On the hilly plateau, south of this small bay, the *ornöite* occurs in typical developement, varying between

---

<sup>1</sup> *Zur Petrographie und Geologie von Ornö Hufvud.* Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. X. 1910.



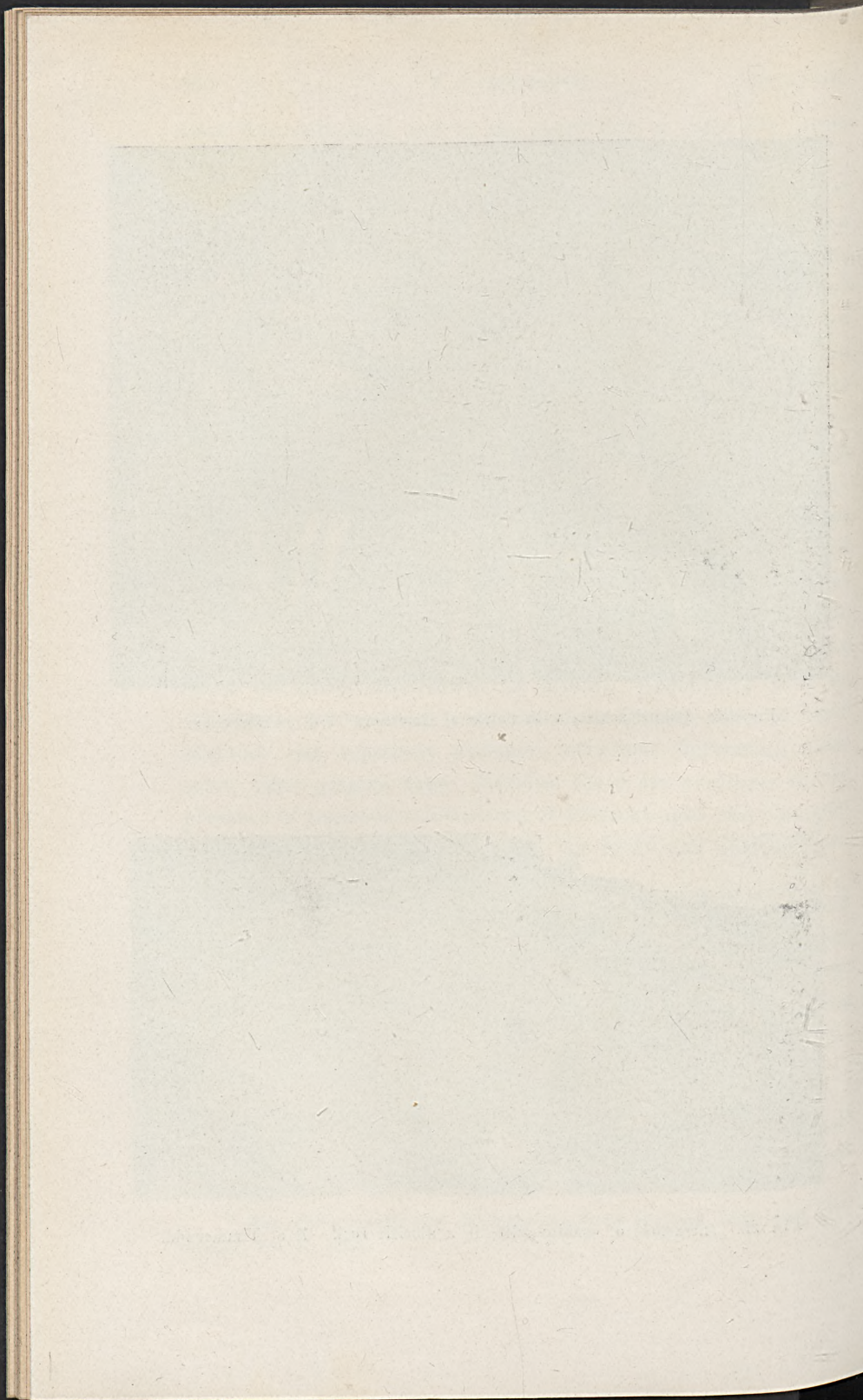


Fig. 24. Folded schists with bands of limestone. SW of Norrviken.



Fig. 25. Intrusions of ornöite-aplite in a dioritic rock. N of Timmerudd.







Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text at the bottom of the page, possibly bleed-through from the reverse side.





Fig. 26. Striated dioritic rock with lenses of pegmatite.  
(cf. band 2, fig. 28). Ornö udde.

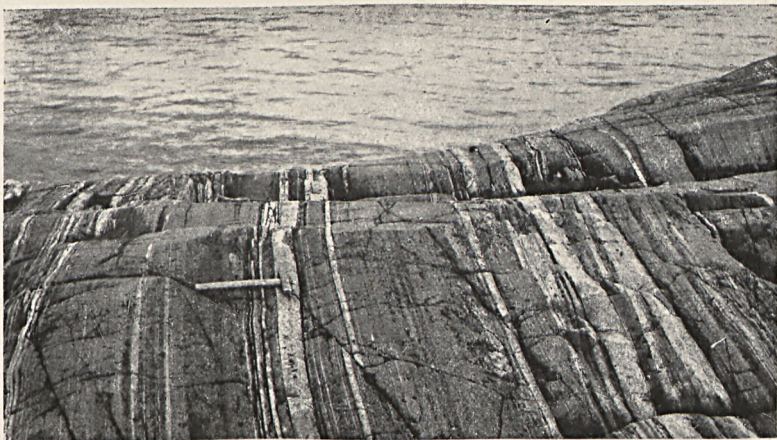


Fig. 27. Dioritic schist with bands of granitic composition.  
(cf. bands 5—7, fig. 28). Ornö udde.



middle- and coarse-grained and also varying as to the amount of hornblende. This mineral occasionally forms prismatic grains of several centimeters in length, extended in all directions in the snow-white or light-gray plagioclase mass. Towards the mouth of the bay and westwards the ornöite becomes nearly free from hornblende and grades in an almost pure felspar rock of light-reddish colour, the *ornöite-aplite*. This rock has splintered the femic boundary rocks to an eruptive breccia, as is best seen in the shore-rock east of Fisklösa Bay and also in the shore-line between this locality and Timmerudd (Fig. 25).

*Ornö udde*, the northernmost promontory on the west side of the Fisklösa Bay, affords a good opportunity of studying the banded and more or less schistose boundary-forms of the igneous area. There is a repeated alternation between femic belts of a dioritic composition and salic belts consisting either of ornöite-aplite or of granite. Beneath each of these belts there is, besides, a very striking subordinate banding and striation, as will be seen from the fig. 26 and 27 as well as from the sketch-map of this promontory (fig. 28) with the accompanying descriptive account (p. 852). An account of the microscopical characteristics of these banded rocks is given in the memoir above quoted.

Keeping these rocks in mind we may continue to the Timmerudd. On the way the eruptive breccia (fig. 25) may be seen.

*Timmerudd*. The outermost part of this head which is extraordinarily well exposed consists of the same banded salic and femic igneous rocks as on the promontory just described, but here still more distinctly banded (fig. 29). Further inland the banding again becomes less pronounced and grades in more irregular »Schlieren», extended in the same direction as the banding. A connection of the bands and band-complexes of Timmerudd and the former locality cannot be established in detail.



**Descriptive account of the banded rocks on fig. 28.**

1. Even-granular ornöite-aplite with subordinate small prisms of epidote and aggregates of chlorite. By the distribution of the dark minerals a banding and striation arises which, however, is not much conspicuous.

2—3. Quarz-dioritic schist or amphibolite with thin bands of granitic composition (fig. 26). The andesine-felspar appears as small porphyritic grains in the dark schist. Dikes and lenses of pegmatite occur in the left part of this belt.

4. Light-gray, distinctly banded, gneissose granite. The banding is caused by the distribution of the biotite (and the hornblende). The grains of felspar and quartz are elongated in the direction of the dike; some grains of the former are of a larger size.

5—7. Alternating bands of the same character as the belts 2, 3 and 4. The band-structure is very pronounced (fig. 27).

8. Gneissose granite of the same character as band 4, but the banding is less distinct.

9. Dark dioritic schist with strips and bands of granitic composition.

10. Coarse, partly sheared, gneissose granite with pegmatitic intrusions (to the left).

11. Dioritic schist, with scattered porphyritic grains of andesine, on the whole looking like the belts 2—3, but without granitic bands.

12. Reddish granitic rock, fine-granular, consisting essentially of microcline and quartz. Plagioclase is subordinately, and biotite sparsely present. By the distribution of the last-named mineral a fine striation or banding is produced.

13—15. Dioritic schist, alternating to the right with gneissose hornblende-granite.

14. Mylonitic zone.

16. Feebly striated, light-reddish ornöite-aplite. The belt is cut by pegmatitic dikes.

17. Amphibolite alternating with bands and strips of red ornöite-aplite.

18—19. Fine-striated ornöite-aplite like the band 1, but here the epidote is a manganese-epidote.

20—22. Amphibolite with irregular bands and veins of red ornöite-aplite, and lumps of more massive dioritic rock. The rock has partly the character of an eruptive breccia. To the left two small intrusions of ornöite-aplite are met with.

23. Fine-grained dioritic rock with insignificant schistosity; there is no distinct boundary between this rock and the belt 22.



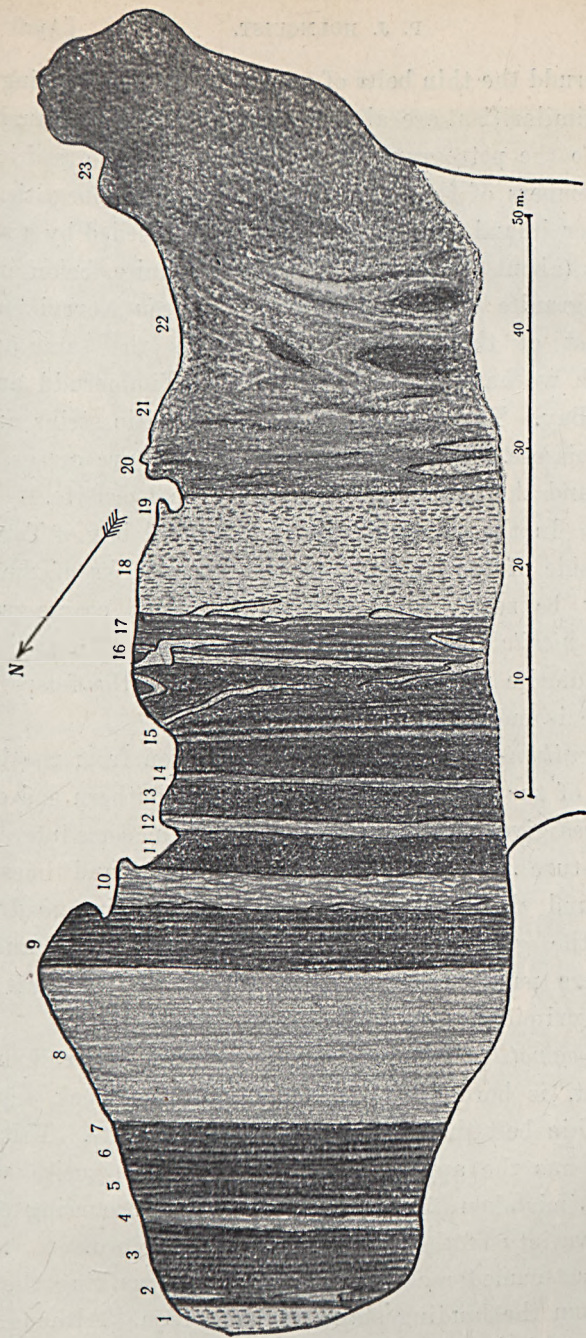


Fig. 28. Sketch-map of the northernmost promontory of Ornö Hufvud, showing the distinctively banded boundary forms of the igneous rocks. The different bands are shortly characterized on pag. 852.

At Timmerudd the thin belts of ornöite-aplite are wanting, and other dissimilarities are also met with; but there can be no doubt as to the petrographical agreement of the granitic and dioritic members of the band-complexes at both localities.

Further inland the banded rocks are succeeded by a rather broad belt (about 30 meters) of foliated granite, belonging to the great granite belt which extends between Norrviken and Torn. East of this granite belt follows the same aplitic belt which we have already seen NE. of Timmerudd and at Fisklösa Bay. The rock contains here dioritic strips and is rather gneissose. Inland the parallel structure ceases little by little, and the rock grades in the typical ornöite.

*Torn.* In the surroundings of the small bay of Torn, on the east side of the island, the most femic rocks of the area can easily be seen. Here various forms of coarse-grained *hornblende-picrite* occur and on the north-western side of the bay, diorite with fluidal arrangement of the felspar and hornblende is met with.

*Söderviken-Hemträsket.* An excursion from the innermost part of the bay Söderviken over the southern end of the igneous area gives an opportunity of studying some interesting contact features. The meta-sedimentary schists and limestones which bound the area in the south, are here intruded by a sheet of the granite, as will be seen on the map, and the contacts are partly well exposed. The granite changes here into porphyritoid diorite with spots of scapolite.

The *pegmatite* belt, which runs between Söderviken and Hemträsket, is bordered by a peculiar contact rock, separating as a thin belt the pegmatite from the diorite. This contact rock has the appearance of a coarse mica-gneiss, which cannot be mistaken for the further inland occurring coarse gneissose variety of the *granite* already described.

The last-named rock may be visited in walking the path leading from the landing stage of Söderviken. Although the granite in this broad belt becomes more coarse-grained than



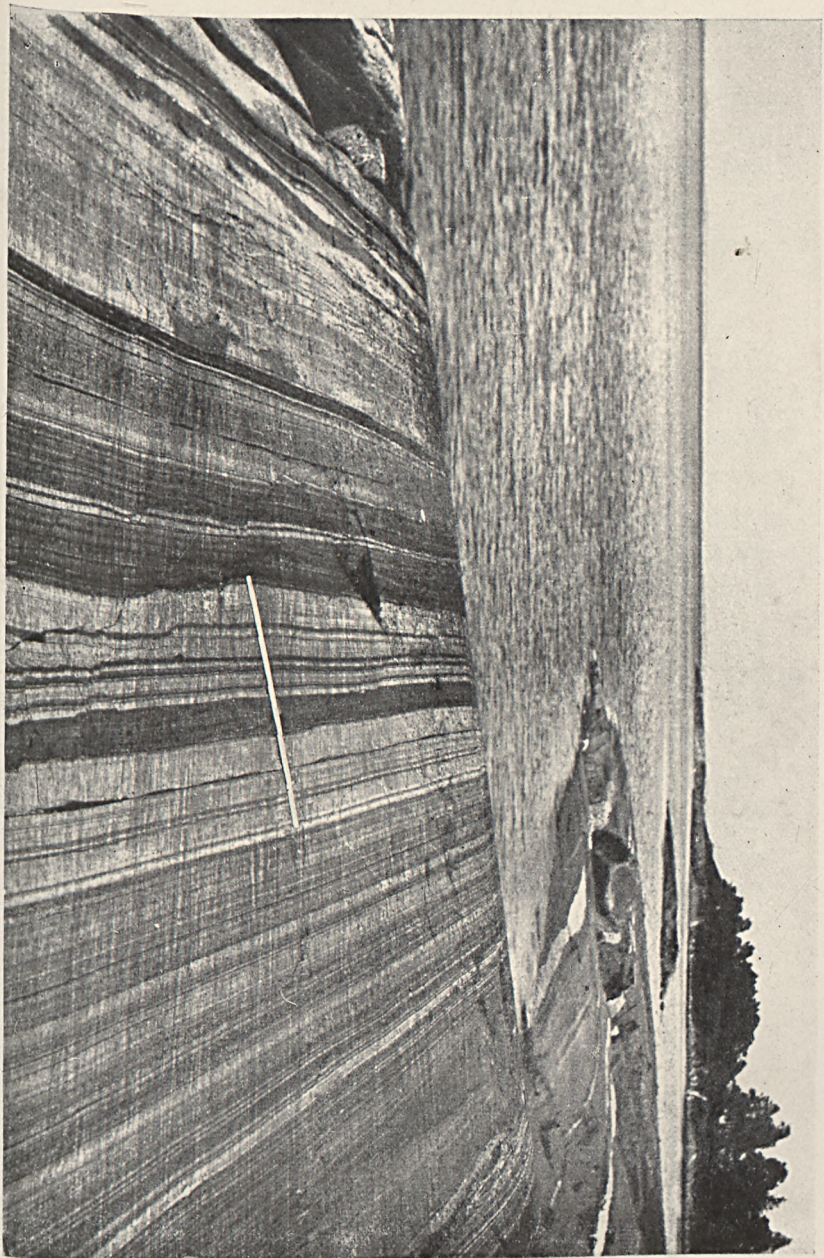
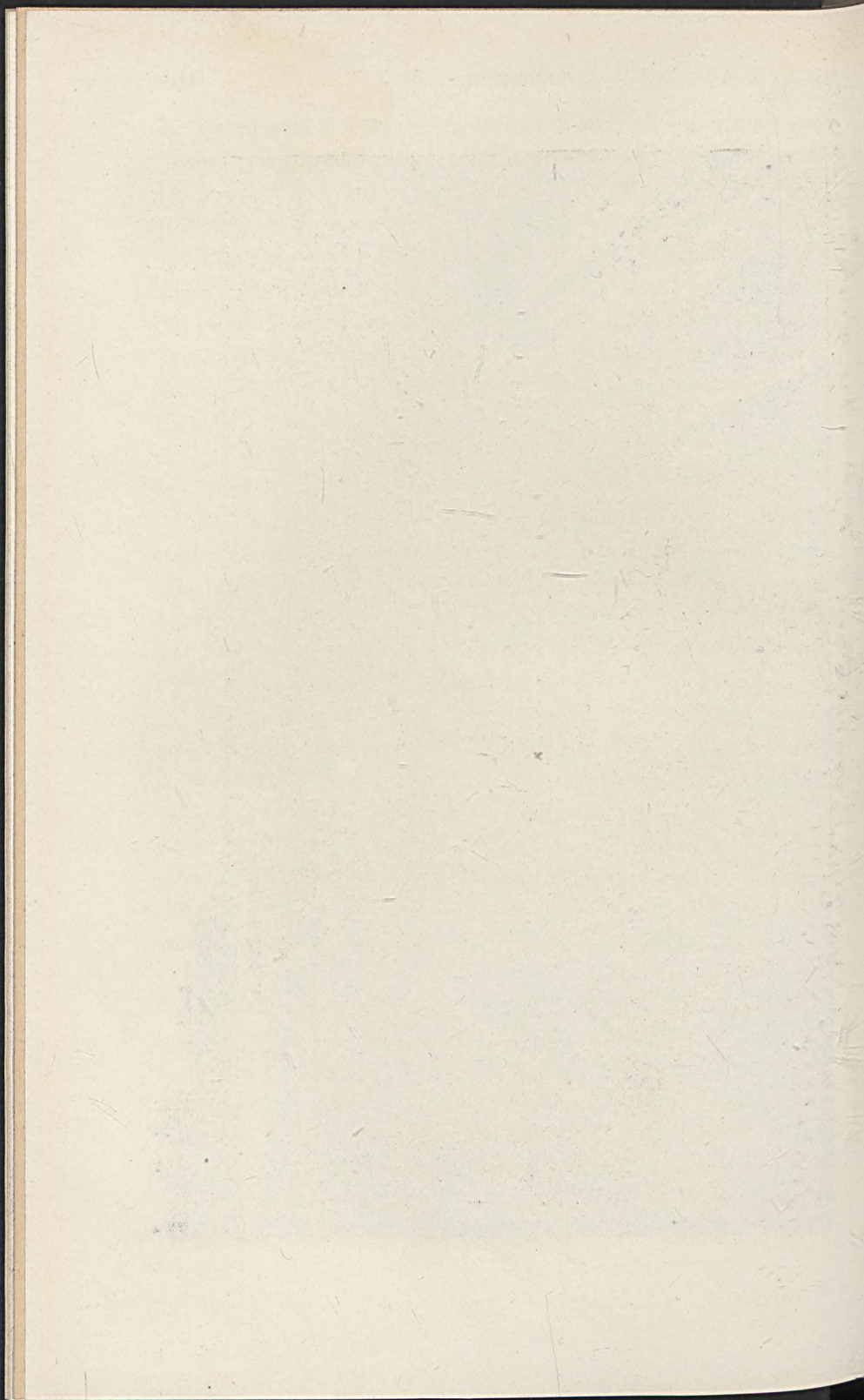


Fig. 29. The banded rocks of Timmerudda.







the granite on the localities already visited, it can easily be seen, that the rocks represent the same chemical and mineralogical type.

The basic rocks in the surroundings of Södergärde consist partly of gabbro, partly of diorite, and they are by transition forms connected with the granite. Thus a small granitic area, south of Södergärde, is not sharply separated from the surrounding basic rocks, but is connected with them without any distinct boundaries.

#### 6. Excursions on Utö.

The Utö district encloses the youngest and best preserved supercrustal rocks of the coast region of Stockholm. These rocks exhibit the same petrographical characters and geological manner of occurrence as those in the iron-bearing district of Central Sweden. In the south part of Utö they are very much folded and intruded by pegmatite and also in the north part occur strong foldings and brecciated structures, and all rocks are quite crystalline, but the original features have here not been destructed as is often the case in the surrounding areas.

All the bedded rocks of the northern part of Utö dip nearly vertically or  $80^{\circ}$ — $90^{\circ}$  towards north-west. (See map, Pl. 38, the section.) On the whole they may be said to form an isoclinal system of strata with the youngest members of the sedimentary series occurring in the midst, i. e. in a synclorium of older strata.

#### *The leptite and gneisses at the west side of Utö.*

*Point I.* By means of row-boats we first visit point I (see Pl. 38) on the little island *Persholmen*, which lies on the north-western side of Utö, near the steamboat bridge. Here *the banded leptite* is exceedingly well exposed (Fig. 30). The banded appearance is caused by the regular alternating of

schists of different composition and colour, the light ones consisting chiefly of quartz and feldspars and the darker containing also considerable quantities of biotite and other dark-coloured or black mineral grains. The *bed-structure* is here undoubtedly a primary feature of the leptite. Secondary features are, however, also present, namely *schistosity*, which is traceable already on the east side of the little island, but becomes more and more visible towards west and is predominating at the north-western shores. It is manifested by the



Fig. 30. Banded gneissose leptite dipping steep to NW. Persholmen near Utö.

increasing cleavage and micaceous structure of the rock together with intense foldings of the schists and their filling up with small nodules and veins of quartz matter. Simultaneously the *pegmatite* enters as dikes *penetrating the folded* schist mass in all directions. This alternation of the schists is located in a rather narrow zone, and it has been supposed that the strongly folded and the relatively unfolded parts of the rocks on Persholmen were belonging to different ages and



should be separated on a map as quite different formations. A close geological examination in the field shows, however, that the strongly folded and by pegmatite intruded schists on the western shores of Persholmen are identical with the unfolded leptite in the eastern parts of the same island, and that their difference is caused by secondary influences, having, from west to east, with rapidly diminishing power affected the banded leptite before the intrusion of the pegmatites.

The north-western parts of Persholmen exhibit very interesting examples of the so-called *veined structure* (»Adergneiss»).

The pegmatites show a characteristic arrangement of the minerals, namely great crystals of graphic feldspars, inbedded in a coarse groundmass of quartz, plagioclase and mica (muscovite).

The next member in the stratigraphical series of Utö — when proceeding from Persholmen to the east — is a dense, bedded rock or schist, a type, which belongs to the number of rocks, all dense in structure, to which since long time in the Swedish field-geology the designation »*hällflinta*» has been given. On Persholmen no *hällflinta* is observed, but on the eastern shore of Tallholmen grey *hällflinta* and dark *hällflinta* can be seen concordantly bordering the banded leptite. Also farther to the N., on the island Långbaling and to the S., near Edesnäs, *hällflintas* are seen on the south-eastern side of the just described zone of leptite. However, the structural geology of the northern part of Utö seems to indicate some discontinuity of the sequence of the strata in the sound between Persholmen and Utö, owing to the overturning of two large opposite folds.

It is thus the *limestone* with its embedded layers of *hällflinta*, which we chiefly find here on the east side (apparently the foot-wall but probably the real hanging-wall side) of the leptites. This limestone is a calcareous or dolomitic rock of the common crystalline type, which occurs in several areas

of the Swedish Archæan and which usually is called grained limestone or Archæan limestone (»urkalksten») by the geologists in our country. It contains mostly much quartz and silicates, usually light-green, amphibole minerals, chiefly  *tremolite*, and on Utö such intermixtures often occur very richly in the limestones. Not seldom the amphibole component predominates, and the calcite becomes a subordinate or rather only traceable constituent in a greyish-green, tough amphibole-rock of felty structure resembling the known »*skarn*» rocks (»grön-skarn») of the iron-ore districts in Central Sweden. In some cases the limestone contains also other silicate minerals and has thus the characteristics of a real »silicate limestone» or a »Kalksilikathornfels» of the German petrologists. These silicate limestones are geologically very closely connected with the purer limestones, which pass into them in the direction of the strike and replace them in the stratigraphical series.

A common feature of the limestones is the banded or bedded structure. Also the purer varieties of the rock show this structure which can be seen on the rock-surfaces at some places on the way from the landing-stage to the restaurant. But usually the bed-structure is due to the immixture of layers of hälleflinta in the limestones. In the slopes of Utö, which are turned towards NW. near the landing-stage and farther NE. of the little fisherman's-hut Kroka curved and torn pieces of hälleflinta are very often found enclosed in the limestone. These are apparently fragments of layers of hälleflinta, which have got their deformation structure by the dynamic movements, by which the strata were overturned and folded and which, especially in the said direction — possibly an upraised overthrust zone — were very intense.

*Hälleflinta and limestone to the west of the mines.*

On the hill above the NW. slope, right before the landing-stage, the hälleflinta is seen in rather broad coherent but often strongly folded layers, running in the same direction as the



extension of the island, namely NE., surrounded by limestone and followed by the iron-ore. The designation hälleflinta on the map (Pl. 38) embraces different rocks, of which several very little agree with a real hälleflinta in composition and structure, but which all are closely related in geological respect. Some of them stand the amphibole-bearing limestones rather near in composition and others are dense quartz-felspar-rocks,

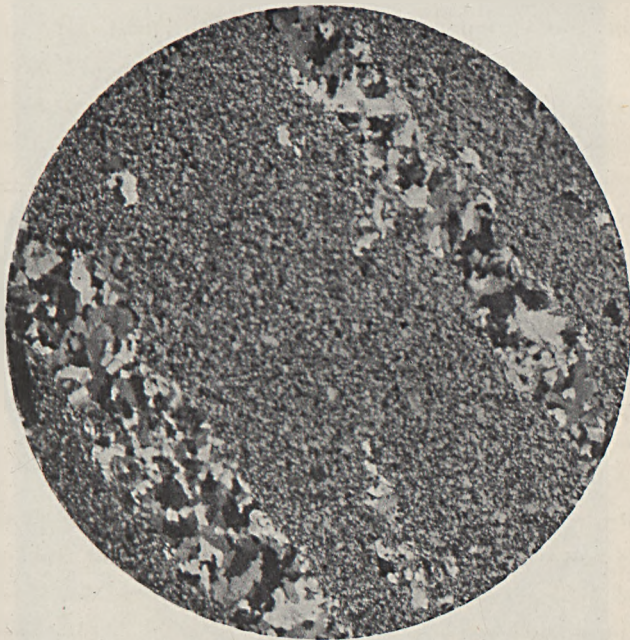


Fig. 31. Microphotograph of hälleflinta from Byle. Magnified 18 times.  
Nic. cross.

rich in light-green amphibole minerals. In many cases their structure is less dense and their petrographical appearance resembles thus more the leptites. Real crystalline amphibole-rock occurs also among the rock masses, which on the maps have been designated as hälleflintas.

Typical hälleflintas are however by no means wanting on Utö. For instance, NE. of the iron-ores beautiful, dense, grey hälleflintas predominate. At Byle, SSE. from Edesnäs,

(See map, Pl. 37) a quartz-stained massive variety occurs, which probably is a slightly altered (contactmetamorphosed) acid lava rock (meta-rhyolite) (Fig. 31 and 32).

In the vicinity of the iron-ore layer, a *black hälllefinta* is often observed lying as a thin bed, always between the common hälllefinta and the limestone. This rock usually carries about 3 per cent of *pyritic* minerals and 1.5 per cent of *coal*

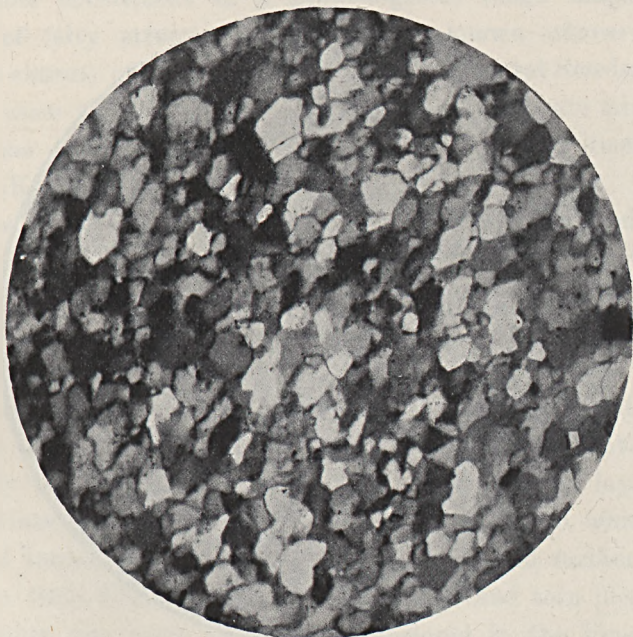


Fig. 32. Microphotograph of the groundmass of the quartz-stained hälllefinta from Byle. Magnified 200 times. Nic. cross.

(amorphous coal dust) (See the table of analyses, number 6); thence its black colour and rusty surfaces. It is also usually fine-bedded, which can often very well be seen on weathered surfaces.

#### *The iron-ore. The Nyköping mine.*

The iron-ore of Utö consists of a layer-complex, standing nearly vertical, of about 25 *m* maximum thickness and with a



visible extension of at least 700 *m*. The stretching of the ore layer is now marked by a series of large water-filled pits lying chiefly one after another in the same direction. The thinner ends of the layer are probably sharply inflexed. A very sharp inflexion has been formed near the midst of the layer



Fig. 33. Folded iron-ore-bearing leptitic hälleffinta at the south side of the large pit of the Nyköping mine on Utö. Observe also the deviation of the strike in this place.

producing an S-shaped fold at that place, where the great pit of the Nyköping mine now can be seen. Here the width of the ore seems very much increased, to 70 *m*, but there has been a great quantity of wall-rock material in the masses taken out from the great pit during the mining. This rock, grey

leptitic banded and folded hällfinta, can petrographically be very well studied in the large heaps of attle and ore, which surround the mines. On the southern side of the Nyköping mine these rocks and the character of the folding are well exposed for studies in some cliffs, which have formed a part of the wall of the great mine. The banded rock is intensely folded and the strike deviates also on the whole from the general NE. direction. On the SW. and W. walls two jutties were formerly seen, well noted in the history of the working of this mine. These are »Kammen» (the crest) and »Rundeln» (the round), the former sharp and the latter of a gently bent form, which extend nearly vertically from the surface and have shown the same aspect at all the levels of the mine i. e. to 214 m. Both these jutties are edgeways placed folds i. e. their axes are dipping, as the layers, very steeply to NW. The interior structure of »Kammen», of which a part still remains, can be seen at the W. border of the pit. (Fig. 34).

The uppermost part of Rundeln is destroyed, but according to the description of the mine it had a bent structure, as is indicated on the fig. 34. An exact reconstruction of the folding of the ore in the Nyköping mine cannot be made, the published accounts from the time of working in this mine being on this point insufficient. The structure of the surrounding walls, as well as the folded and brecciated character of the ore seen as blocks in the old dumps beside the mines now prove, that the dynamic deformation in this part of the ore mass has been exceedingly strong.<sup>1</sup>

The iron-ore is petrographically of that in Sweden well-known type, which is called »randig blodsten» i. e. quartz-banded hematite, a quartzy iron-ore which is composed of very regularly alternating thin (usually about 5 mm thick) layers of usually grey, very fine-grained quartzite and crystalline

<sup>1</sup> See the following descriptions published in Swedish: A. ERDMANN: Utö Järnmalmfält. K. Vet. Akad. Handl. 1854. — NILS HEDBERG: Om grufdriften vid Utö järnmalmfält. Jernkontorets Annaler 1895



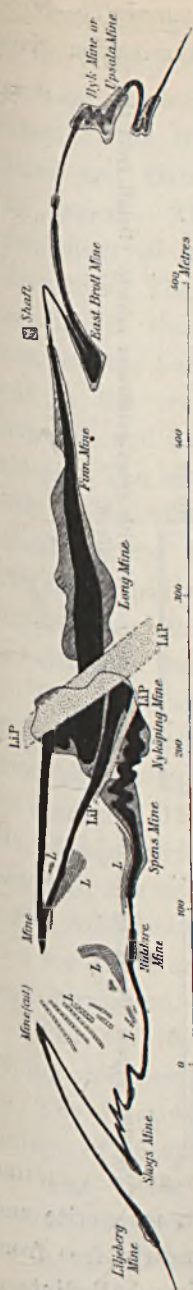


Fig. 34. Sketch attempting to reconstruct the folding of the iron-ore-layer of Utö. L = Limestone. LiP = Lithia pegmatite.

(specular) hematite. It is also a »hard ore», on the whole very similar to the ferruginous cherts of the Lake Superior districts of North-America. The quartz-bands in most cases (as at Striberg and Norberg in Central Sweden) show a grey or brownish-grey colour, but the Utö iron-ore differs in this respect, the quartz-bands being usually red in colour. This is due to the fact, that the quartz-grains include numerous minute particles of blood-red hematite. The Utö ore is however in part banded by the grey quartzite. In this case magnetite is often the predominating ore mineral. Magnetite partakes also more or less in the composition of the common banded hematite. Green amphibole, malacolite and calcite also occur mingled with the ore minerals. Especially the first named mineral is a characteristic mineral-component of the Utö ore.<sup>1</sup> Beds of amphibolitic rocks accompany the ore and thin green layers alternate with the iron-bearing beds. This can very well be seen at the west corner of Långgrufvan, where some slopes of poor ore raise over the water-level in the pit. Fig. 35 illustrates these relations nearer. An *analysis* has been made of the green schist from this locality (See number 17 in the table of analyses of this guide).

<sup>1</sup> The chemical composition of the ore is shown in the table of analyses which is adjoined to this guide.

It shows that the rock contains considerable masses (25—30 %) of calcite or dolomite. The microscopical examination gives

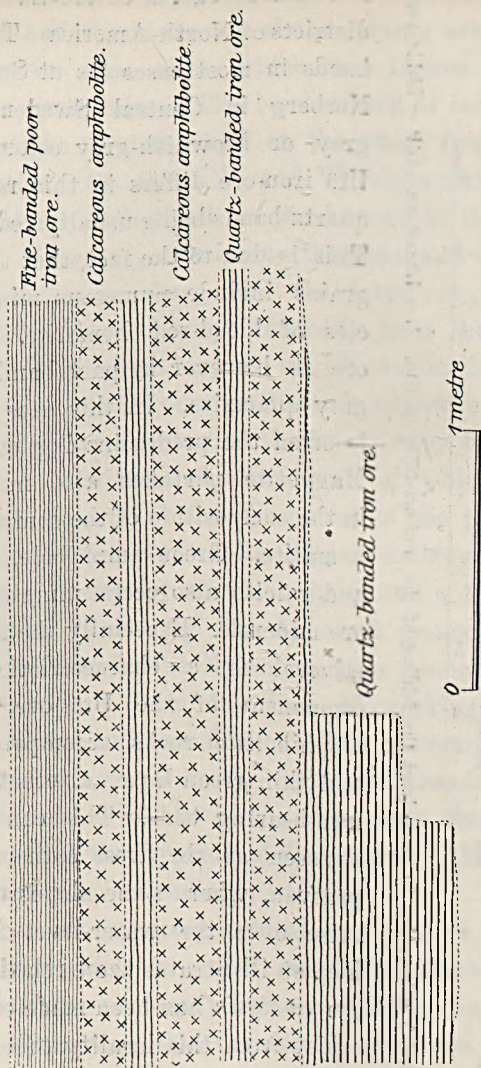


Fig. 35. Figure illustrating the alternating of banded iron-ore with green calcareous schists. Detail from the west corner of Långgrufvan.

for the rest green amphibole, biotite, garnet, magnetite and tourmaline. Silicated, green schists, free or nearly free from carbonates and resembling the amphibole-bearing »hällfintas»,



are also seen as thin layers, alternating with the ore layers. In the north-east part of the iron ore belt at the mine »Bykgrufvan» amphibole-bearing rocks, rather coarse in structure, surround the iron-ore, which also here seems to have been folded and dislocated. Hornblendic rocks of such kinds as the named — they are on the whole much varying — were often observed in or about the ore during the working of the Utö mines. Their occurrence has induced the opinion that the ore lies in »hornblendic schists». This is not, however, the case, as the hornblendic rocks are not very abundantly present in the ore region. The nearest surrounding rocks are limestone and hällflintas, and of these the last-named predominate. The iron-ore region seems to stand in close connexion with the hällflintas and to form a special zone or stratigraphical horizon in them, characterised by a series of rapidly alternating sediments, namely limestone, coal-bearing hällflinta, green schists, coarser leptitic sediments and quartzitic or calcareous iron-ores.

The mines of Utö were worked already at the beginning of the 17th century and their exploitation was continued with changing, but on the whole, good success until 1879. During the period 1711—1878 2,070,900 tons of iron-ore were taken out of the mines. The total ore-production has been estimated to 2½ million tons. The percentage of iron in the ore varies considerably and has been found to lie between 38 and 45 % for the workable ore masses. After 1879 no mining has been carried on.

The ore has been followed vertically 214 *m* in the Nyköping mine and in Finn mine 150 *m* (see Fig. 36).

The relative poorness of the ore together with its percentage of phosphorus (0.08—0.17 %) and its hardness have, in the later times, impeded the exploitation of the remaining, not unimportant iron ore masses of Utö.

It has already been demonstrated that two large dikes of pegmatite cut across the strongly folded iron-ore of Nyköping



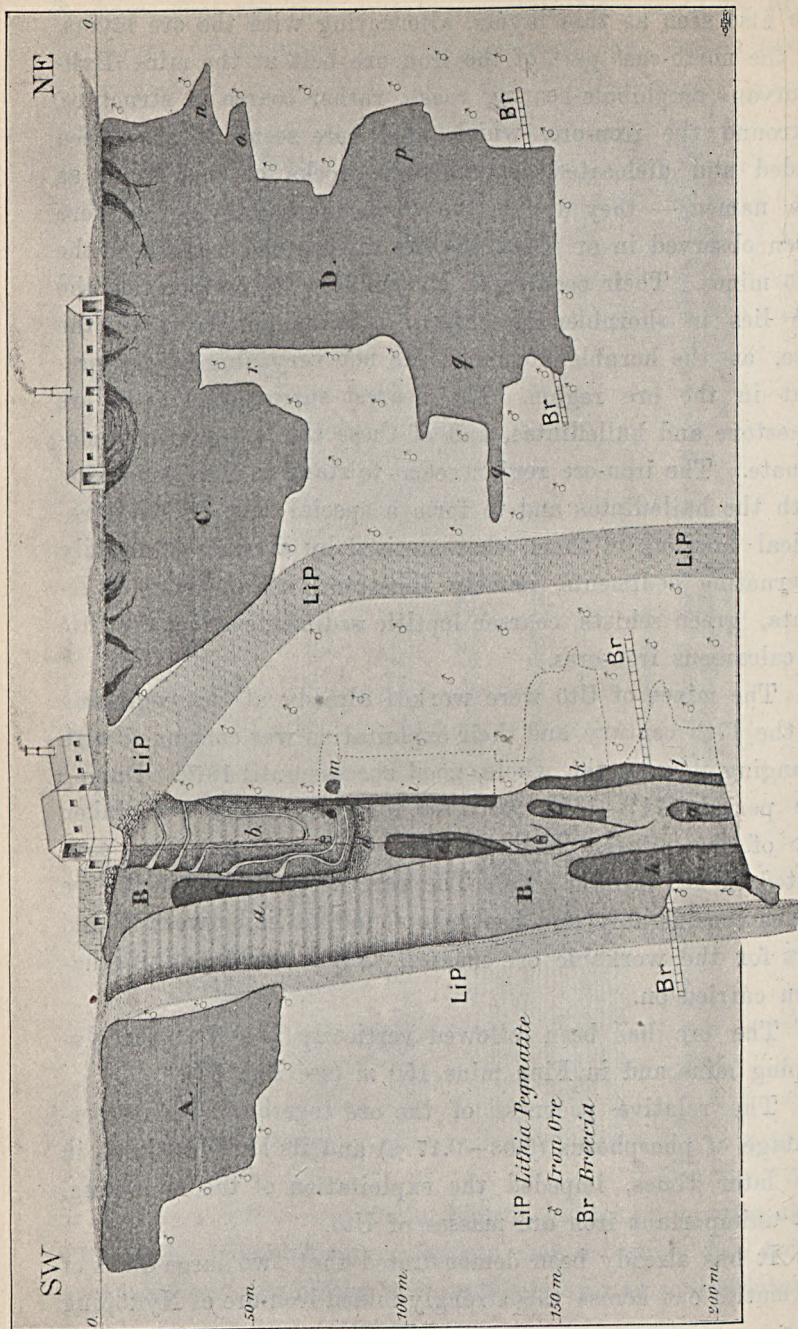


Fig. 36. Vertical section parallel the extension of the ore in the great mines of Uvö. According to A. ERDMANN. A = Spens Mine, B = Nyköping Mine, C = Long Mine, a = Kammen, b = Randsån. Other small types indicate tunnels and rooms in the mines. The machine-houses visible in the fig. have now been removed.



mine. These are the famous *lithia-pegmatite*-dikes of Utö, in the minerals of which the element of *Lithium* was first detected, namely by AUG. ARVEDSON,<sup>1</sup> a disciple of BERZELIUS. The occurrence has been described by W. AF HISINGER, A. ERDMANN and A. E. NORDENSKIÖLD.<sup>2</sup> The dikes consist mainly of *petalite*, *quartz*, *lepidolite* and *green ortoclase* of very coarse-crystalline or more fine-grained structure and fluidal arrangement. Besides these minerals the dikes have been found to contain *spodumene*, *blue* and *red tourmaline* (indigolite and rubellite), *microlite* (a tantalate of lime, related to pyrrhite and pyrochlore), *mangantantalite*, *adelfolite*.<sup>3</sup>

The lithia-occurrences of Utö constitute one of the greatest known natural resources of lithia of the world. Some other pegmatitic dikes containing lithia minerals have been detected on the island. All these lithia-bearing pegmatites are geologically nearly related to the common quartz-felspar pegmatite, which as innumerable dikes penetrates the leptites and gneisses in the surrounding areas of Utö. The lithia-pegmatite may thus be considered as originated from a modification of the (potash-)pegmatite magma, which, at the close of the Archæan time (ser-Archæan time, HÖGBOM) was intruded in the upraised and strongly folded Archæan rocks.

*The regularly bedded series on the eastern side of the iron ore.*

To the E. of the ore-bearing hälleflinta zone of Utö a mighty, regularly stratified series of limestone and »hälleflin-

<sup>1</sup> Afhandlingar i Fysik, Kemi och Mineralogi VI: 145. Stockholm 1818.

<sup>2</sup> HISINGER: Versuch einer mineralogischen Geographie von Schweden. Freiberg 1819. — Handbok för mineraloger under resor i Sverige. Stockholm 1843.

A. ERDMANN, cited pag. 862.

A. E. NORDENSKIÖLD: Geologiska Föreningens Förhandl. III (1877): 282.

<sup>3</sup> Some years ago also a find of a mineral resembling *amblygonite*,  $F Al Li O$ , has been made in the lithia-pegmatite.

tas» can be seen. Stratigraphically this series is probably underlying the ore-horizon and corresponds partly to the hälllefinta-limestone complex on the west side of the same horizon.

Nearest to the iron-ores the hälllefinta runs as a thick layer followed by a broad zone of rather pure limestone. To the east of those beds hälllefintas and limestone alternate forming layers of some meters to only a few decimeters in thickness. The map, Pl. 38, shows this regular alternating only in a feeble degree, the beds being much thinner and more numerous than it would be possible to express on geological maps even in the large scales used. Many of these layers can be followed very far. Not seldom they are seen to thin away; thus, for instance, the ridge of hälllefinta, which runs 150 *m* to the east of the Nyköping mine, is split up in five or six thin layers with intercalated limestone-beds, which become thicker at the same time the hälllefinta layers become thinner in their continuation towards NE. The whole complex of thin layers is going out in the opposite direction (SW.), the limestone beds diminishing here in thickness until they entirely disappear and only a thick bed of hälllefinta remains.

Folds are often seen in this complex of thin layers and the crystallinity is very complete. Especially the hälllefintas show in many cases a degree of crystallinity and a composition, which make them very different from typical hälllefintas and more resembling amphibolitic rocks. The bedded complex is to the east bordered by a thick layer of a *green amphibolitic* rock, containing subordinately very thin layers of impure limestone. This amphibole-bearing rock resembles some of those rocks, which usually accompany the magnetitic iron-ores of Central Sweden and are called »grönskarn» (a greenish gangue-rock, composed of amphibole and pyroxene).

Having crossed this component of the bedded series we meet to the east another zone of regular development which is made up of a *greenish grey bedded leptitic hälllefinta*, containing some few thin beds of impure limestone.



The bed-structure of this hälléfinta or leptite is mostly very regular, except in the midst of the zone where the material is more homogeneous and the bedded structure consequently less prominent.

The hälléfinta-limestone complex terminates with the greenish leptitic hälléfinta, the next layers eastwards being very different in character.

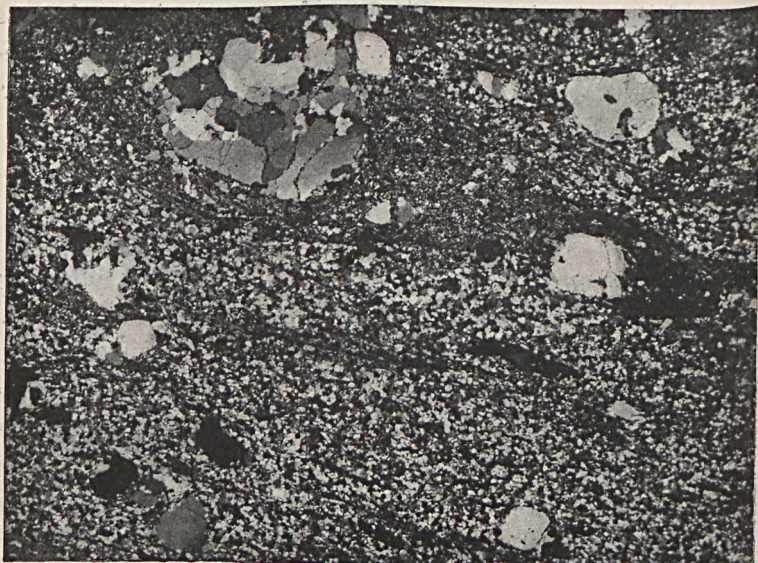
The architecture of the described, bedded series is, as we have seen, very regular and seems to be so also in other parts of its extension (see Pl. 38). From geological points of view there can scarcely be any doubt that this series represents an assemblage of real strata which, in a regular manner, have been heaped on the bottom of a water-basin.

*The leptite series to the west of Lilla Sillvik.*

Not less regular is the bed-structure of the next following, the *leptite series*. But this series encloses thick layers, consisting of flat, bed-like masses of more or less schistose rocks. Some of these layers consist of nearly massive porphyritic rocks, which undoubtedly are altered lava-beds and tuffs. In the area, represented by the map, Pl. 38, three such beds can be seen. Between them are found regularly bedded rocks of leptitic composition (quartz-felspar-leptites) and occasionally some quartzite or leptite-quartzite.

The westernmost of these porphyritic beds can be followed from the NE. shores of Utö, SE. from Kroka, through the whole northern part of the island. To the E. of Edesnäs it joins the other beds which, nearer the eastern shores of Utö, are seen running in the same direction as the first-named of these porphyritic layers. After this junction the porphyritic layers pass over into a massive of the same composition, which extends to the NE., E. and S. of Edesnäs, and from this area a part also projects towards NE., along the little bay Kyrkviken at the NW. side of Utö.

The *composition* and *structure* of these porphyritic rock masses varies rather much. Near Kroka their petrographical character is that of a *quartz-porphry rock strongly deformed by pressure*. It contains numerous, regularly scattered, bluish-grey grains of quartz in a schistose grey ground-mass of gneissose or leptitic composition. SE. of the iron mines, where the porphyritic layers can very well be observed, varieties also occur, in which the porphyritic quartz-grains are absent



5 mm

Fig 37. Microstructure of the quartz-porphry-schist near Lilla Silvik, near the eastern shore of Utö. Magnified 8 times. Nic. cross.

or only little visible. Some of these varieties carry instead of the quartzes small gatherings of black mica which are scattered as regularly as those in the rock mass. On the weathered surfaces of such varieties also small porphyritic crystals of white felspar sometimes appear. In the massive of schistose porphyry to the S. and E. of Edesnäs it is the quartz-porphry rock which dominates. At the SE. side of



Kyrkviken the porphyritic structure is usually not visible, the rock being fine-grained to nearly dense, massive and of a greenish-grey colour. On the NE. promontory of Utö a reddish variety of the porphyritic rock has been observed. Near the eastern shore of Utö, where the pathway from the mines is leading down to »Lilla Sillvik» a rather dense, only a little schistose variety of the porphyritic rock can be seen. It has suffered only little from the pressure-metamorphism and thus very much resembles a quartz-porphry rock, especially the porphyritic hälléfintas in other parts of Sweden, for instance at Dannemora or Hälléfors (in Westmanland). The micro-structure of the quartz-porphry schist near Lilla Sillvik is shown in fig. 37. For the chemical composition of the same rock, see in the adjoined table the analysis number 9, which has been made by R. MAUZELIUS. An analysis of the quartz-porphry schist, which belongs to the westernmost bed (near the point marked with the cipher II on the map, Pl. 38) is the analysis number 11 on the same table. Also this analysis is made by R. MAUZELIUS. 34 is medium of two analyses made (by Mr. T. JANSSON in the Techn. High School of Stockholm) of the quartz-porphry schist from the massive to the S. of Edesnäs. Of these three analyses only the last-named seems to agree with the normal composition of a *quartz-porphry* rock. But the two analyses with the numbers 9 and 11 indicate that the corresponding rocks are too poor in alkalis to be considered as unaltered acid lava-rocks.

There are, however, other circumstances, which speak in favour of the opinion that also the porphyrite beds originally — at least in part — were outflows of acid (rhyolitic) lavas. Such is, among others, the occurrence of small fragments of leptitic rocks, which are spread out in the mass of the thickest porphyry-bed and can be seen at many points near the shores of Lilla Sillvik. The appearance of these fragments make it very probable, that they derive from older layers of

leptite, which partly were broken up by the lava streams (Fig. 38).

The same conclusion may be drawn from the very interesting geological relations, which can be studied in detail on the small naked cliffs, which separate the little rounded bay, 1,500 *m* to the E. of Edesnäs from the firth, which extends between Långskär and Löjskär. The porphyry-schist, which is very well developed, meets here the thick-bedded leptite in a sharp contact, along which also well defined fragments of the latter are scattered in the mass of the former. But in other cases it is very difficult to find the contact-line between the porphyry-leptite and the banded leptite. At the

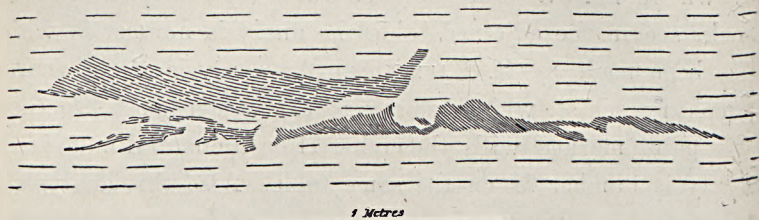


Fig. 38. Fragment of leptitic rocks enclosed in the quartz-porphry schist of the great layer near Lilla Sillvik on the south-eastern shore of Utö.

westernmost of the beds the contact can always be pointed out if only the rock-surface is visible, but at Lilla Sillvik and at the easternmost porphyry-bed these contacts can sometimes only with uncertainty be observed. This seems to be a consequence of the fine grain of the original porphyry, but also of the fact, that schistosity is a more dominating form of structure in the rocks at the eastern shores than in those of the more central zones of Utö.

*The banded leptite at Lilla Sillvik.* (Point III, Pl. 38.)

At Lilla Sillvik the *banded leptite* is extraordinarily well exposed. The rock resembles the leptite of Persholmen, which we first visited, but seems to be in part only very little



altered by dynamometamorphic pressure. It is there nearly dense in structure, but not as much as the hälleflintas and shows an excellent bedded structure, caused by the regular alternating of dark-grey and light-grey layers of leptitic material of somewhat different composition. Two such thin layers are always, through continuous transition, connected, forming together one layer, which at both sides abruptly bounds on similar complexes. The same arrangement characterizes also the quaternary glacial clay (the banded clay) which, according to the opinion of Prof. G. DE GEER, is caused by the yearly alternating of seasons. The hälleflintas and leptites are always banded in this manner, but it does not seem necessary to conclude, that influences of seasons are the real causes also of the bed-structure of the named Archæan sediments.

The analyses 7 and 8 (on the tab.), made by R. MAUZELIUS, represent the chemical composition of the light-grey (7) and the dark-grey (8) part of a layer, both analyses being carried out on material taken from a single sample of the banded leptite near *point III* (Pl. 38). They show, that the light-grey part of a layer is richer in *silica* and *potash* but poorer in *soda*, *lime*, *magnesia* and *oxydes of iron* than the dark-grey part of the same layer. The relation  $FeO : Fe_2O_3$  has twice as great a value for the darker schist-mass than for the other, *MnO* being present in the analysis with only 0.05 per cent.

Calculated on mineralogical composition the two analyses give the following relations between the main constituents:

	A layer of banded leptite.	
	The light-grey,	the dark-grey part.
Quartz . . . . .	= 44 %	36 %
Orthoclase . . . . .	= 18 »	7 »
Albite . . . . .	= 11 »	24 »
	} 29 %	} 31 %
Metasilicates of Fe,		
Mg and Ca . . . . .	= 5 »	13 »

	A layer of banded leptite.	
	The <i>light-grey</i> .	the <i>dark-grey</i> part.
$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ . . . . .	= 20 %	19 %
$\text{Fe}_3\text{O}_4$ . . . . .	= 0,5 »	0,5 »
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	= 1,5 »	0,5 »

According to microscopical examination quartz, feldspars, biotite and muscovite appear as the main constituents. The darker colour is connected with an abundance of biotite. Muscovite seems to be present in both parts of the layer in nearly equal quantities. The microscopical structure of this banded leptite is that of an »hornfels»-rock. (See fig. 9, pag. 816). All the grains, also the biotite, have simple polygonal forms. No traces of pressure are visible. The minerals show the characteristics of recrystallized grains. As no undoubtedly primary, micromorphologic features can be detected in this very well crystallized fine-grained rock-mass, the question, of what material it originally was composed, cannot be solved directly. It seems however possible, that it was mainly formed of ash-material from the great centre of volcanic activity, from which the beds of leptites and quartz-porphry-schists on the map are seen to issue. As to the contact metamorphic microscopic structure of the leptites it deserves to be remembered, that the Utö territory to the E. is bordered by a great massive of granite of later age than the bedded rocks (See page 813 in this guide).

The bed-structure of the leptites, which occur in near relations to the porphyry-schists, has often a very beautiful development. Especially point II on Pl. 38 deserves in this respect to be visited. (Fig. 39).

The rocks, which we meet to the E. of Lilla Sillvik or between this place and »Stora Sillvik» (Great Sillvik), are in all respects nearly related to those now described. But they seem generally to change in structure and composition in a more complicated manner than those. This fact has probably a primary cause, namely the original inhomogeneity of the



named complex, but is also apparently a consequence of the schistosity, which is common to all rocks on this side of Utö. They have often, in fresh fractures, the characteristics of mica-schists or soft gneisses, although their aspect in greater masses, namely in the naked cliffs, still is that of the banded or schistose leptites. Among these rocks some *conglomerates* and *pseudoconglomerates* have been observed. Such conglomeratic structures can be seen in the innermost part of Lilla Sillvik and at Stora Sillvik. Also near the point, marked out



Fig. 39. Bedded and folded leptite at point II map, Pl. 38. Utö.

on map, Pl. 38 with the cipher III, a conglomeratic structure occurs. This belongs however probably to the pseudoconglomerates and has been formed by shearing movements in the bedded, leptitic rocks during their metamorphism. But real conglomerates probably also occur in these belts. They are, however, only little conspicuous and seem generally to be composed of small irregular fragments of grey leptites lying closely in a schistose, somewhat darker ground-mass. In this

connexion it may be mentioned, that *discordant bedding* not seldom can be observed in the bedded leptites, especially in the quartzitic leptite near the western shore of Lilla Sillvik and at the NE. shores of Utö near Kroka.

The composition of some of the rocks which here form the eastern shores of Utö, will be seen from the analyses **10**, **14** and **15** on adjoined table. They have been made by R. MAUZELIUS of rock specimens from the vicinity of Lilla Sillvik. Their mineralogical composition can be approximately calculated in the following manner:

	10.	14.	15.
Quartz . . . . .	= 18	49	81
Ortoclase . . . . .	= 29	7	9
Albite . . . . .	= 30	24	1
Metasilicates of Fe, Mg and Ca =	8	9	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 2SiO <sub>2</sub> . . . . .	= 13	9	5
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> . . . . .	= 1.5	0.5	0.5
H <sub>2</sub> O . . . . .	= 0.5	0.5	0.5

Number **10** is an arenaceous, grey leptite, **14** a dark-coloured leptite. No **15**, which has a light-grey colour and encloses fragments of rusty schist, is apparently a quartzitic rock. **14** resembles in composition the dark layer-parts of the bedded leptite (pag. 874), while the composition of number **10**, which is seen as thick layers, alternating with **14** on the south side of the little bay Lilla Sillvik, very well agrees with a somewhat decomposed acid lava-rock or a tuffite.

#### *The sea-shores between Lilla and Stora Sillvik.*

On the sea-shores at the east side of Lilla Sillvik appear some new features in the geology of Utö. First is to be mentioned the *coarse-banded leptite*, which forms an important part of the supercrustal series of this territory and surely is older than the pyroclastic and effusive formation which now has been described. Traces of conglomerates, lying between



this formation and the coarse-banded leptite, can be seen on the little peninsula to the east of Restavik, and in Vänsvikarne (See Pl. 37), the schistose porphyry — as already mentioned — encloses fragments of this leptite. The coarse-banded leptite shows a very beautiful development on the eastern seashores of Utö (See fig. 49, page 879). It is extended over the islands in east and south and can be followed to the southernmost part of Utö, where it is penetrated by granite (See Pl. 37). The bed-structure is distinctly visible in the naked cliffs of the sea-coast and the islands. On the peninsulas to the east of Restavik and Sillvik the coarse-banded leptite is strongly folded, but on Löjskär and in the archipelago to the SW. of this island (See Pl. 3) the bed-structure runs very regularly, dipping as usual steeply towards west. On the outlying small islands Valboskär and Herrskär the bed-structure is partly very coarse, and the rock can be said to be composed of alternating layers of somewhat different composition and a meter or more in thickness.

By strong *folding* the bed-structure is not quite destroyed, but in such cases the rock is seen passing over in (quartz-) veined gneiss. This can be observed on the little peninsula to the east of Restavik. Through *shearing*, on the other hand, the bed-structure is rapidly obliterated, which is very distinctly seen on the shore to the NE. of point IV. Generally the texture of the coarse-banded leptite is that of a mica-schist or gneiss and may thus, upon the whole, be designated as more coarse-grained and schistose than the structure of the porphyry-leptite-schists. Muscovite, biotite, garnet and staurolite are often visible and this secondary crystallization, combined with schistosity, does not seldom hide the primary features of the rocks. On the shore cliffs of Löjskär the bed-structure is exceedingly well exposed, but the texture, as seen in hand specimens, has the characteristics of a coarse mica-schist. Further eastward, on Valboskär, Herrskär, Skogsskär and between Söderviken and Källvik (See Pl. 37) the texture of

the rock has changed its character, the rock becoming less schistose and more hard and tough. The same structural feature enters in the banded leptite on Marbåling and on the rocks near Sadelöga (NE. of Utö) and seems thus connected with the boundaries of the great granite-massive, i. e. to be of contactmetamorphic origin.

*The islands Löjskär, Valboskär and Skallen.*

(Points V, VI and VII, Pl. 38)

On the east side of the island Valboskär some apophyses of the granite have been observed. They form sills in a coarse-bedded, hard, gneissose leptite. The granite is porphyritic, grey, rather fine-grained and schistose in structure.

The little rock-island »Skallen» is composed of *porphyritic gneiss*, quite different from all other rocks which occur on Utö and its environs. It is a grey, schistose, rather dense ground-mass, in which numerous large (2—3 cm), greyish or light-red, rounded crystals of orthoclase feldspars are scattered. It evidently represents an altered granite-porphiry and belongs probably to the contact-belt of the named great granite-massive. The same rock has been observed under similar geological circumstances, namely near the borders of a granite-massive, on the north-east shores of Ornö (see Pl. 36).

Pegmatitic dikes occur on Valboskär and Skallen. On Valboskär can also be seen a bed or sill(?) of *altered greenstone* running across this little island parallel to the bed-structure of the leptitic gneiss. It has the microscopical features of an *amphibolite*. A chemical analysis (See the table, number 18, made by R. MAUZELIUS of a sample from this rock) shows a good coincidence with the composition of a normal diabase. A similar rock occurs on the north-east shore of Löjskär (point V). Also on this place the occurrence resembles a layer or sill, and the petrographical character agrees with that of the greenstone of Valboskär. The rock



surface of Löjskär is hidden by the vegetation, and thus the continuation of the greenstone can be followed only a short space, but as a similar little occurrence has been found on the opposite (SW.) shore of this island, it seems possible that this sill or layer continues across the island, following the bed-structure of the schistose leptite.

Near (to the north of) point IV some other interesting greenstones have been found. The folded coarse-banded leptite is namely penetrated by thin dikes of a dark rock, which mostly has the petrographical character of a loose biotite-schist (Fig. 40).



Fig. 40. Coarse-bedded leptite strongly folded and cut by dark dikes of altered greenstone. To NE. of point IV, Pl. 38, east shore of Utö.

Between point IV and Stora Sillvik there are also two *pipes* or *plugs* of greenstone which penetrate the schistose leptite and, very curiously, have nearly the same polygonal shape and dimensions. They consist of an altered diabase-rock, similar to the greenstones of Valboskär and Löjskär, just described, but more massive in structure.

*The composite dike on the eastern sea-shore.*  
(Points VIII—IX, map, Pl. 38).

Between the points VIII—IX a composite dike of *schistose* granite-porphry and altered greenstone is seen running parallel or nearly parallel with the bed-structure of the leptite. The dike seems to be exposed along its whole length, and the very clean and fresh surfaces of the rocks make it possible to study this interesting dike in its finest details. It shows a



Fig. 41. Porphyritic quartz-grain showing «corrosion-forms». Microphotograph of the schistose porphyry from the composite dike on the east shore of Utö (Point VIII, IX, Pl. 38).

thickness, which varies from some metres to only a few decimetres and also sometimes becomes nearly imperceptible. The boundaries are softly curved, and the swelling and diminishing of the dike make it resemble a system of irregular lenses lying one after another. The *midst* of the dike-mass is always composed of the schistose granite-porphry. This rock varies very much in structure, being in the thicker lenses massive



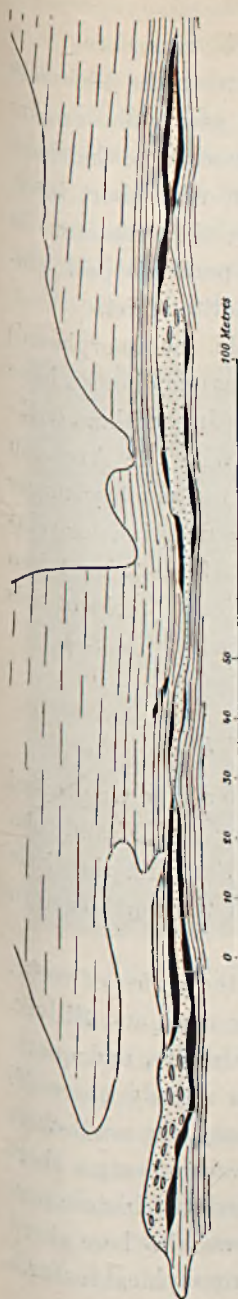


Fig. 42. Sketch-map of the north-east part of the composite dike on the north-east shore of Utö. Lined and streaked areas designate leptonite, black the greenstone and dotted area the granite-porphphyry of the composite dike.

and evidently porphyritic, but in the smaller lenses or at their borders or ends strongly schistose, resembling a biotite-gneiss or a dark mica-schist. Two chemical analyses (number 12 and 13, on the table) have been made by R. MAUZELIUS of this schistose porphyry. The sample corresponding to analysis 12 was of a very schistose variety. The material for analysis 13 was taken from the better preserved granite porphyry. In both analyses, however, the percentage of the alkalis is too low for a granitic rock, and the relatively high amount of alumina also shows, that the original composition of the rock has been much altered. Whether this is caused by weathering, or has happened during the mechanical deformation of the dike, seems difficult to decide.

By microscopical investigation the texture is found to be nearly corresponding to a gneiss rock or schist. Some features of the porphyry are however preserved. The porphyritic quartzes still show the characteristic «corrosion-forms», which are common to the quartz-phenocrysts of the most acid porphyries (Fig. 41). The porphyry of the composite dike encloses also fragments of other rocks. Especially

at the place farthest towards NE. where the dike reaches the shore (point IX), it contains numerous such fragments.

On both sides of the composite dike, between the dike-mass and the wall-rock, flat masses of schistose greenstone are intercalated. As shown in Fig. 40 these masses have the shape of lenses which follow one after another with short intervals. In the thicker parts of such a lense the greenstone is a massive *amphibolite*, but in the thinner parts its petrographical character is that of a dark loose biotite-schist.

Unmetamorphosed (or relatively little metamorphosed) composite dikes, containing granite porphyries and diabase, have been observed in several parts of Sweden. In Småland (SE.-Sweden) they are intimately connected with the Archæan hällflintas and granites, and seem to be not much younger than these. Also the composite dike of Utö stands in near relation to the surrounding Archæan rocks. It has also taken part in the pressure-metamorphism, by which all rocks of this Archæan territory were more or less affected.

#### *Sandvik—Kroka—Hotels of Utö.*

From the north-eastern end of the mixed dike we proceed on the cliffs along the shore a little farther to NE. and then pass over the wood-covered ridge down to Sandvik, the little protected bay south-east from Kroka, on the north-eastern shore of Utö.

Along these shores we again meet the series of rocks, which we crossed between the Nyköping mine and Sillvik. Thus in Sandvik porphyry-schists, banded leptite, and quartzitic leptite follow in the same order as already observed. The banded leptite is also to be seen along the north-west shore of Sandvik. A little farther north-west, at only a short distance from this bay, the westernmost bed of schistose porphyry is seen running NE.—SW. It shows also here sharp contacts to the surrounding beds. Its petrographical features



are very characteristic, the porphyritical quartz-grains being always abundantly present and very distinctly visible, although the rock is much affected by pressure.

All the beds, which follow to the north-west of this porphyry, are here much affected by *dynamic disturbances*; the hard rocks are brecciated and the plastic limestone masses show folding and even dynamic flow-structures. Thus we find the hälleflinta, which runs parallel to the porphyry on its north-western side near the shore, strongly brecciated (Fig. 43).



Fig. 43. Brecciated hälleflinta on the shore SE. of Kroka.

The limestone carries enclosed fragments of hälleflinta-layers. The bending of the layers towards north-west near this point seems to indicate, that a double-folding of the whole sedimentary series has taken place here, a conclusion, which well agrees also with other observations of the interesting structure of the north-eastern part of Utö.

On the shores of Krokaviken (little bay at Kroka) the limestone is always seen carrying numerous fragments of

hällefintina (Fig. 44, 45). These originate evidently in layers, which have been torn to pieces. Observations made in the environs of Kroka also fully confirm this opinion. The dynamic movements have here in most cases destroyed the regularity which — as we have seen — designate the hällefintina-limestone complex east of the iron mines, to which the brecciated complex at Kroka undoubtedly corresponds. To the north of Kroka the folding and brecciation of the strata are



Fig. 44. Fragments of hällefintina-layers, enclosed in limestone showing dynamic flow-structure. To the east of Kroka on Utö. The fig. also illustrates the usual surface-sculpture of the cliffs in these tracts.

always very intense but towards south-west these run more continuously, until nearer to the iron-ore mass, they, again are double folded and at the same time become in a high degree disturbed in structure.

In the northern and north-eastern parts of Utö, where these dynamic features appear, also *pegmatitic* dikes occur. They are seen penetrating the brecciated and folded strata but have



evidently partaken in some part of these crustal movements, since they have often been gently folded and sometimes also drawn or broken in pieces. Some of these pegmatites carry *lithia-minerals*.

As seen on map, Pl. 38 the complex of limestone and hälleflinta between the iron-ore mines and the north-western shores is much more irregular in structure than the series of hälleflinta and limestone which follow along the eastern side of the ore. The irregularity consist *partly* in the



Fig. 45. Fragments of hälleflinta-layers, enclosed in limestone showing dynamic flow-structure. Little rock near the boat-bridge landing-stage of Kroka on Utö.

occurring of the hälleflinta as isolated layers, fragments and patches in the limestone, *partly* in the existence in this region of two directions of strike, both differing from the main strike of the upraised strata which run NE.—SW. On the hill, on which the windmill stands, this differing strike goes N.—S. and on the shore opposite to Tallholmen another strike is directed WSW.—ENE. In the great limestone mass, right before the restaurant houses, all these

variations in the strike can be observed. The irregularity of the structure of the named region depends partly upon the occurrence of *reverse-foldings* of the upraised strata. These folds have their axes standing nearly vertically instead of horizontally as in the case of normal folds, the axes of which run horizontally or only little inclined. Several such places, where the strike is seen turning round, occur on the north-eastern part of Utö. Their position is best seen on map, Pl. 37. The pathway, named »Lurgatan» (map, Pl. 38) goes over the double folded strata, which, coming from NE., on this place are turned back again in nearly the same direction. In the curvature the rocks show very strong mechanical deformation-structures and mineralogical changes. Especially the hällflinta, which has been transformed in a felty, amphibolitic schist, is thus mostly quite unrecognizable, but also the limestone, which is filled up with a green amphibole-mineral has, in many cases, been altered into a calcareous amphibolite. The amphibolitic »hällflinta» and the calcareous amphibolite, thus formed, resemble each other rather much, as can be seen in the hills on both sides of Lurgatan. A thin dike of lithia-pegmatite traverses these rocks.

*The Silver-mines of Utö.*  
(Points X—XI, Pl. 38).

As in many of the other iron-ore districts of Sweden also on Utö an epigenetic formation of sulphide minerals occurs in connexion with the ore. This formation is chiefly located in the north-eastern parts of the iron-bearing zone but is not totally absent in its south-western parts. The sulphides observed are mainly *chalcopyrite*, *pyrite*, *galena*, *blende* and *pyrrhotite*, but besides these ores there have been found in small quantities also *copper-glance*, *misspickel* and *bornite*. Exceptionally *native silver* (in the Nyköping mine), *apophyllite* and *datholite* have been found. The sulphides are usually followed by *quartz* and *calcite* and form mostly small cementing mas-



ses in the iron-ore and the surrounding rocks, especially in the hard, dense hällëfintas. These masses thus appear as veinlets, crossing the bed-structure or going parallel to the same and also filling the cavities of brecciated ore and hällëfinta. Sometimes the sulphides seem to be mixed with the ore but may also in such cases be epigenetic and caused by an intimate penetration through very fine openings of sulphide-bearing solutions in the older rocks and the iron-ore.

As already mentioned the sulphides appear mainly in the north-eastern part of the iron-ore belt. In the vicinity of Bykgrufvan (the »wash mine») several prospecting cuts have newly been made in which the sulphides can be seen. The main part of these new cuts is situated between the points X and XI. Among the northernmost of these also the old »silver-mines» can be seen. They consist of some small pits, of which one, the biggest, is filled with water. According to an old saying these pits were the first worked on Utö, namely at the beginning of the 17th century in order to exploit the percentage of silver which is contained in the galena. But the occurrence of this mineral proved to be small and the mining therefore soon ceased in this part of the metallic zone of Utö. The mode of occurrence of the galena, seen in these old mine-pits, is that of veinlets in a dense, hard, usually dark hällëfinta. It is accompanied by some *pyrrhotite* and *blende*. The prospecting works, made during the year 1907 in order to find occurrences of greater value, were not without success, in as much as it was found that the whole belt of hällëfinta between the Byk mine and the old Silvermine is impregnated with sulphides and that also compact sulphide ores of a type not previously observed on Utö occur in the same region. It is a *brecciated ore* of similar character as many of the compact sulphide ores occurring at other mines in Sweden, for instance, the copper pyrites of Bersbo.

The compact brecciated sulphide ore of Utö is by microscopic examination seen to contain *mainly pyrrhotite, blende* and

*galena* as cementing masses in a micro-breccia consisting of *quartz-grains* and small grains of the wall rock (*hällfinta*). It forms thin beds, layers or sills, which follow the regular bed-structure of the *hällfinta* and consequently are coherent ore-masses and not only irregularly gathered small veins as those worked in the old Silver-mine. Unfortunately also these new ores have proved too poor in *galena* to be workable. The dense, hard and very homogeneous *hällfinta*, to which the epigenetic sulphide-ore chiefly is bound shows in the areas to NE. of the Byk mine also an impregnation of fine grains of sulphide minerals disseminated in the rocks own mass. The brecciated structure is certainly of a much later date than the formation of the *hällfinta* and possibly also later than the crustal movements, through which the strata have become upraised. As already pointed out, brecciated structures commonly occur in the region which extends between Kroka—Sandvik and the iron mines. This region, on the other hand, nearly coincides with the underlying or middle-branch (»Mittelschenkel») of the great Z-formed fold, which dominates the tectonics of the north-western part of Utö.

*Excursion: Utö hotel to Hamnudden and Källvik.*

(See map, Pl. 37.)

On the rocky peninsulas which extend towards the sea from the southernmost parts of the mainland of Utö the infracrustal granite is seen in contact with some of the supercrustal rocks which we have now studied. The granite is very well exposed at Hamnudden, but the contacts are best seen along the wild sea-shores between Långviken and Källvik.

Two ways can be followed in order to reach the last named place. If the weather is favourable, a sea-voyage from Lilla Sillvik to Hamnudden, Långvik and Källvik gives the best opportunities to study the interesting localities. In the



contrary case it is necessary to choose the carriage road to Norrbyn and — as the roads going further are hardly practicable for the transport of persons in carriages — proceed walking to the granite region on the coast.

On the way to Norrbyn we have an opportunity to visit the porphyry-hills north-west of Stentäppan, to the south of Edesnäs. These are beautifully rounded by the glacial erosion and striated, sometimes distinctly showing two different systems of glacial striation. (See fig. 47, page 899.) The rock in these hills is a schistose *quartz-porphry* or *granite-porphry*, which encloses fragments of leptite-rocks. The structure is more homogeneous and coarser than that of the porphyry beds already described. Proceeding towards Byle we meet the *quartz-porphyrific hälleflinta*, a dense massive rock with small porphyritic crystals of quartz and evidently only little influenced by the regional metamorphism. On the southwestern side of this hälleflinta there are large occurrences of limestone, alternating with layers of hälleflinta and the structure of this area, although smaller, very much resembles the great hälleflinta-limestone complex of northern Utö.

From Byle the environs of Stentäppan, Lagtäppan and Hamnudden can easily be reached, but the relative abundance of marshes and quaternary gravels makes the rock-surface in these tracts less accessible than usual. Interesting observations of the granite contacts along the western borders of the granite massive can be made on the woody ridges between Byle and Långvik.

To Långvik also the sea-route, which intends to reach the granite massive across the open gulfs on the east side of Utö out from Lilla Sillvik may be directed.

This excursion-route may be chosen only in fair and calm weather or when the wind blows from the west or the north. The swelling of the sea will else make it impossible to go ashore at some of the interesting places. It is necessary to

use small boats, rowing or motor-boats, because there are many shallows in the firths, especially nearer the shores.<sup>1</sup>

Parting from Lilla Sillvik we can at first visit the localities described on pages 879—880, and study the leptites on Herrskär, which are more gneissose and thick-bedded than those on Löjskär and Valboskär. Then, turning towards Vänsvikarne in south-west, we will soon get a magnificent view of the structure of the coarse-bedded leptite. We go ashore at their inner part (Pl. 37) to see the contact between the quartz-porphry-schists and the leptite. The former encloses here numerous fragments of the latter, but the contact itself is much affected by pressure-metamorphism. On Skogsskären granite and grey gneiss are seen, the former being much foliated and folded, the latter a grey gneiss, most resembling some of the coarser types on Herrskär and at Lågtäppan.

Hamnudden is the name of the great rocky peninsula to the south of Skogsskären and also of the little fishermans-harbour, which lies on the southern side of the same. Two huts and some warehouses are built between the granite-cliffs at only a little distance from the open sea. The place is remote and much exposed to storms, but on beautiful summerdays the magnificent scenery of the wild, rocky shores and the bright open sea is very attractive.

The peninsula Hamnudden is entirely composed of grey granite. This is partly fine-grained but mostly middle-coarse and more or less schistose in structure. It has chiefly the composition of an acid granite, but near the western boundaries of the massive in part also »basic» modifications occur. In all respects the granite of Hamnudden and Långvik well agrees with the granite-type of Sadelöga and Hufvudskär (see map. Pl. 37), and they seem to form different parts of one great massive which bounds the Utö-series of bedded rocks towards east. Nowhere in the Utö district the granite comes in contact with

---

<sup>1</sup>The journey should not be undertaken without the guidance of some person acquainted with the Utö coasts.



the hälleflinta-limestone series or with the porphyry-schists but only with the gneisses of the coarse-bedded leptite-series. At Källvik, however, the granite-contact runs very near to the hälleflinta. The coarse-bedded leptitic rocks occurring to the east and west of Norrviken show partly the characteristics of coarse, banded gneisses, most resembling those seen on Herrskär, partly they are transformed into folded and veined gneisses such as those on Persholmen, which we have already studied in detail and which, as seen on Pl. 37, are the dominating rock types in the strongly metamorphosed western regions of the Utö islands. Only exceptionally the regular coarse-bedded structure reappears in these highly metamorphosed gneisses.

Along the shores to the east and south of Långviken the gneisses are of the veined type and the granite is in most places also much affected by pressure and metamorphosed. Consequently the contacts between a sedimentary complex and a younger eruptive mass, which never fail to exist in the case of unmetamorphosed or little metamorphosed formations, can not be expected here. In fact these contacts, like so many other »gneiss-granite-contacts» in Sweden offer difficult problems to the field geologist. The authors investigations have given the result, that the granite in its geological relation to the veined and banded gneisses undoubtedly behaves as a younger eruptive. In fact cross-cutting contact lines are not seldom seen along the shore, especially to the south of Långvik. Near to Källvik, where the gneissic series contains amphibolites the granite is a »basic» hornblende-granite. The contacts of the granite, seen to the west of Långvik, are of a singular, very complicated type. The granite alternates here in the shape of layers or sills with the banded gneiss and is mostly amphibole-bearing and schistose.<sup>1</sup> This area deserves to have been

<sup>1</sup> A similar structure occurs near the western shores of Ornö, which district belongs to the intrusion belt and has numerous greater masses of injected granite (See the map, Pl. 36).

mapped in greater detail than I have had occasion to do, the alternating of the granite and the gneisses being much more complicated than it has been possible to express in the scale 1 : 20,000 (Pl. 37). The hornblende-bearing granite near Källvik is mostly much altered by pressure. In part it has been transformed into a dark-grey biotitic or chloritic, schistose or crushed rock, which shows none of the petrographical characteristics of a real granite. Its geological relation, however, clearly proves that it is a mainly mechanical transformation product of the hornblende-granite.

On Drumbudd a beautiful type of the veined gneiss can be seen. Similar rocks, much intruded by pegmatites, dominate on Älö, Rånö and Nätarö. The fine structure and bedding of the leptites have in these rocks almost entirely disappeared and they usually show the petrographical features of coarse, crumpled («flasrig») mica-schists or gneisses. The same strong metamorphic development designates most of the gneisses in the environs of Utö. The abundance of primary rock-structures, which designates especially the northern part of this island, is evidently to be considered as exceptional. That part is consequently a «relict-area» of primary structures in a region, where else dynamic disturbances prevail.

#### *The tectonics of the Utö area.*

With some important exceptions it is a general rule that the bed-structures of the supercrustal rocks now are standing nearly vertical in the Archæan. As illustrated in the profil on map, Pl. 38 the rule is valid also for the Utö area. In general the tectonics of such upraised stratas seem to involve but few questions of greater interest compared with the geological structures of folded regions. The Utö area, however, has proved, that several facts of great bearing upon the problems of the Archæan geology present themselves on nearer examination of the tectonic relations of the rocks.



Of these facts the following are worth special attention:

- 1) The *occurrence of great reversed folds*. Such are seen 1) in the rock-masses between the mines and the northern shores, 2) in the limestone-hällflinta complex to the south-west of the mines (see map, Pl. 37) and especially beautiful, 3) farther south-west in the green hällflinta and in the leptitic hällflinta. Also 4) near Byle such reversed foldings occur and probably, 5) the complicated structure in the limestone-hällflinta series on Ålö is due to the same cause. 6) Right in front of Ängsholmen, south-west of the iron mines near the shore, another great double folding undoubtedly occurs.

The last-mentioned and the first-named of these great folds form together the dominating structural features of the whole northern part of Utö. On Pl. 37 it can plainly be seen, that these folds are directed towards each other like the jaws of a vice. The much deformed large limestone mass fills the space between these mighty jaws and the iron-ore layer with the adjacent thick hällflinta bed is slightly bent towards the same space. The north-eastern jaw — which occurrence also is visible on the map of the Geol. Survey of Sweden made by N. O. HOLST in the scale 1:50,000 — has the appearance of a large fold which has moved towards south-west along a *vertical* trust-plane. A similar but smaller fold, directed in the same manner, is also seen nearest to the northern shore.

Regarding these structural features the question arises, whether they were formed *before* or *after* the uprising of the strata. In the latter case the character of the movement was that of a gliding in a *horizontal* (or nearly horizontal) direction along *vertical* planes. The other case implies that the strata have been overturned after having been strongly folded. In this case the maps represent vertical sections of the series when folded but not yet overturned. The folds were

under this assumption recumbent anticlines. The great northern fold has also the character of an overthrust fold. The map of the north-west part of Utö, regarded as a section through horizontal strata shows, that the structure very much resembles that well-known of the »Glarner-Doppelfalte» in Switzerland — as the same originally was interpreted by A. HEMM.

It cannot now be determined, which of the two explanations in reality best corresponds to the formation of the interesting tectonics of the north-western part of Utö. Two circumstances, however, speak in favour of the opinion that the great folds are older than the upraising of the supercrustal series on Utö, namely first that the repetition of similar structures near each other going in opposite directions, as seen also at Byle, is difficult to reconcile with the assumption of horizontal movements along vertical planes. Secondly the *uniform crystallinity* of the whole folded complex and of the brecciated rocks seems to indicate, that the regional (in part contact-)metamorphism has acted upon these strata after their having been folded and brecciated.

The regularity, which designates the steep dipping series of strata in the northern part of Utö, makes it in fact, possible to use the maps as sections through the supercrustal formations. It cannot be doubted, that the coarse-bedded leptites on the east coast and the adjacent smaller islands represent the oldest rocks of the series. They were once penetrated and partly uplifted (see map, Pl. 37, the region between Edesnäs and Stentäppan) by masses of acid magmas. These were also poured out in streams over the surface of these old bedded sediments. The extrusion must have taken place under the water, since the accompanying tuffites are often very regularly stratified. Evidently periods of sudden outbursts of volcanic material (lava and tuff) alternated with periods of repose, during which ash-material or volcanic mud was regularly deposited upon the porphyritic beds. Pl. 37, regarded as a section, clearly shows that three or four such



beds emanate from the volcanic centre, represented by the massive of schistose porphyry at Söderviken. Upon the lavas and pyroclastic rocks thus formed, limestone-bearing sediments immediately followed. The northern part of Utö is mainly built up of limestones regularly alternating with hälleflinta, calcareous hälleflinta and their metamorphic products.

Also coal-bearing hälleflinta, as we have seen, occurs in these series. The hälleflinta is a quartz-felspar-rock i. e. has a composition, which does not agree with the composition of a normal sediment. In respect to all known circumstances it seems very probable, that the hälleflinta-beds represent depositions of mud from the same volcanic centre, which delivered the original material of the leptites and porphyry beds, and that the whole limestone-hälleflinta complex is formed by the intermingling of such material and sedimentary limestone depositions. The iron-ore bedmass is placed near the midst of this complex, i. e. in the uppermost horizons of the stratified series. It is followed by leptites and hälleflintas and by amphibole-bearing calcareous rocks. The coal-bearing hälleflinta also belongs to the same horizon. It is to be noted that the stratification here is at least as regular as in the other horizons, but the deposited material is more varying — namely coal-bearing, quartzitic, calcareous, amphibolitic or richly iron-oxyd-bearing — and partly coarser in the ore horizon than usually in the hälleflinta-limestone series. On account of this it seems probable, that special influences and possibly such of pneumatolytic origin acted during the sedimentation of the ore, but the investigations have hitherto not given a definite answer concerning this interesting question. In any case it is evident that the iron-ore must have been formed as a sediment in close connexion with the stratified leptites, hälleflintas and limestones on Utö.

As now demonstrated, the stratified complex of the northern part of Utö may be considered as built up of a continuous

series of sediments, which have filled up the inner part of a marine or lacustrine basin. On the other side of the volcanic central mass seen at Söderviken (Pl. 37) a similar series of strata occurs, but on a smaller scale, which seems to indicate that the named centre was on two sides, and very probably on all sides, surrounded by tuffitic and calcareous sediments. The lava flows, on the contrary, seem to have been directed only to one side, and towards the same the sediments increase in thickness, while the thickness of the intercalated lava beds is more constant.

The interesting arrangement of the banded rocks on Utö can also very well be explained by supposing that the whole complex originally formed a part of a volcanic centre with surrounding lavas and sediments, which by later movements namely great folding or other dislocation processes has been overturned. The now visible section of these formations is naturally only occasional. Great masses of the same have been torn away by the erosion during post-Archæan times. These have surely had a less vertical position than the now visible parts, which evidently form the deepest towards the earth's interior infolded and of this cause also preserved remains of the old supercrustal formations.

As already has been pointed out the movements, which affected the supercrustal rocks after their formation, may have taken place during more than one period. It is possible and also probable, that the upraising of the strata was performed earlier than the great dynamic processes began, which have given the whole Archæan in these tracts its strong metamorphic features. It is sure, that the destruction from underneath, to which the supercrustal rocks were exposed through the attack of the great granite magmas had fulfilled its work and that also these masses had become quite rigid prior to the beginning of the strong regional processes, which gave the Archæan rocks their final petrographical characters.



Of special interest in this respect are the geological relations of the greenstones which, as we have seen, occur as dikes and »plugs» in the leptites near the eastern shore of Utö. They have apparently penetrated hardened and already upraised strata in the surface-regions of the Archæan crust and afterwards become schistose contemporaneously with the surrounding rocks. Also the composite dike may have had a similar geological history.

In other parts of the Fenno-Scandian Archæan it has also been found, that the strong regional metamorphic processes were much later in age than not only the supercrustal rocks but also later than the solidifications of the enormous masses of abyssal granites, by which they were penetrated and in great part destroyed. Younger than the regional metamorphism or at least than most part of the same are in the Archæan only the cross-cutting pegmatites and some acid granites, for instance the Stockholm-granite. The relations of the cross-cutting pegmatites to the folded and metamorphosed leptites can easily be studied in the western regions of the Utö territorium and are, as we have seen, very well exposed on the small islands Persholmen, Tallholmen and Finnholmen at the harbour.

---

In later time also some movements have occurred in the part of the earth's crust, represented by the Utö area. The topographical features indicate that faults may exist, for instance between Vänsvikarne on the eastern side of the island and Edesnäs and surely also along the north-western shore of the harbour to Edesnäs and farther towards south-west. A very peculiar and interesting dislocation feature was detected during the working of the Nyköping and the Finn mine, namely a nearly horizontal, slightly ( $8^{\circ}$ — $10^{\circ}$ ) towards south dipping breccia (see fig. 36, page 866). It had a thickness of 1—2 *m* and consisted of fragments of the ore and its gangue-rocks cement-

ed by a greenish-grey chloritic »clay» with calcite, quartz and a little »stone-cork». In the midst of the mass constantly a layer of yellowish white or reddish, granular limestone or instead of that sometimes light-grey opaque quartz was observed. The breccia was on the whole very porous. The cavities were partly filled with aggregated crystals of smoky quartz together with colourless quartz, amethyst and calcite and sometimes also apophyllite was found. The inner surfaces of the smaller cavities were covered with aggregates of quartz, calcite or iron-pyrites. This nearly horizontal breccia

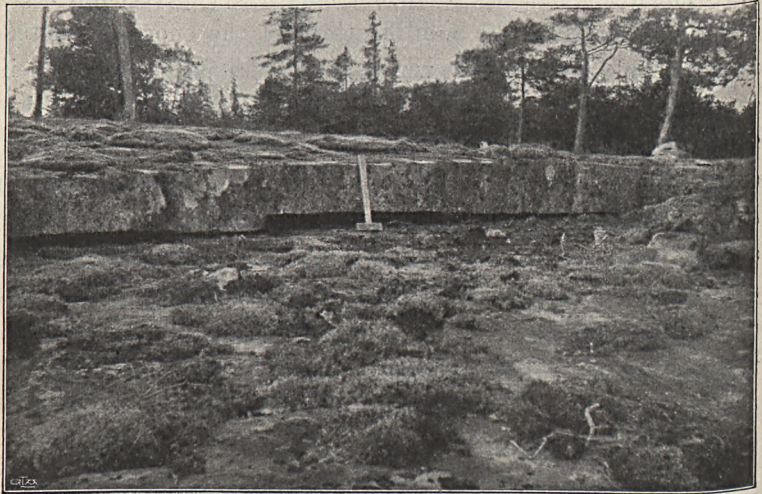


Fig. 46. Horizontal fissure, joint, probably enlarged by freezing water, near the observation point II, see the map, Pl. 38.

cia mass cuts the steeply dipping layers at the levels 142 *m* in the Finn mine and 178 *m* in the Nyköping mine as seen in the fig. 36 page 866. The breccia carried much water and was of this cause called the »water-sköl», the word sköl being an old swedish designation mainly for thin schistose breccias. The occurrence of this peculiar breccia became fatal for the mines, partly through the affluence of subterranean water, partly through the weakness in the construction of the mine, which appeared as soon as the overlaying iron-ores were re-



moved and the porous breccia became the main support of the walls of the large open pits.

*Cleavage* is naturally a prominent feature in most of the schistose rocks of Utö. The rocks show, however, regularly smooth surfaces, rounded by the glacial erosion. But in the cliffs exposed to the open sea at the eastern side of Utö the



Fig. 47. Hill showing glacialiated rock surface and two directions of striae. From a point in the porphyry-schist-area to the south of Edesnäs.

cleavage of the schists has come to sight and owing to the work of the waves and the frost very rough surface sculptures have been formed. It is very common to find also *jointplanes* which cross the schists nearly *horizontally*. At some places where the cliffs consist of such jointed rocks the steps occasion a hollow sound. Fig. 46 shows an example of such a parting or joint in a schistose leptite, seen to the east of the observation point II on the map, Pl. 38.

## Appendix.

## The glacial sculpture and quaternary deposits of Utö.

As already mentioned, the rock-surface in the Utö area shows glacial sculpture and striation. This feature is common to all the areas in Fenno-Scandia and surrounding countries once covered by the ice during the glaciation of the quaternary time. In the coast district of Stockholm the glacial sculpture and the striation are often exceedingly well seen



Fig. 48. Glacio-fluvially excavated rocks at the eastern shores of the northern part of Utö.

owing to the lack of covering vegetation on many places, especially nearest to the shore and on smaller cliffs and also to the fact that, in consequence of the upheaval of the coast, which now is rated to  $0.47\ m$  in a century, the sea-cliffs have relatively late been exposed to the influences of the atmospheric agents and have thus their glacial sculpture well preserved. We see thus also the schistose and fissile rock of



Utö turn well rounded and smooth surfaces (the *stoss-sides*) towards the northern and north-western directions from which — as is well known — the great ice-sheet moved in this part of Sweden.<sup>1</sup> Such a glaciated rock hill is represented in the fig. 47, seen from the *stoss-side*. The striae are here seen following two differing directions. All the cliffs along the north and north-western shores of Utö, whatever their composition may be, have such glaciated surface-forms. On



Fig. 49. Small flat glacio-fluvial excavations in banded leptite at the shore • Lilla Sillvik. (Point III).

the contrary the south and south-eastern shores are characterised by rough cliff-forms, the *lee-sides* of the glaciated sculpture form. Regularly also the small hills on the island show the common »*roches moutonnées*»-forms with smooth, rounded *stoss-sides* and rough *lee-sides*.

<sup>1</sup> The glacial striae have on Utö been found to run in two different directions, namely N.13°W. and N.25°W.



At many places on the south-eastern shores, especially where the cliffs consist of the coarse-banded leptite, but naturally also in other regions, surface forms resembling *pot-holes* excavated by rapids are often seen. Some of them are undoubtedly such formations, but also in this case they are less deep than real pot-holes formed in rapids use to be. Most commonly they are very flat, as is seen in the fig. 48 and 49. Very often they have an elongated shape (Fig. 48) or are tortuous (Fig. 50). The shore-line on the east side of Utö



Fig. 50. Glacio-fluvial excavation in coarse-banded leptite to the east of Restavik at the eastern shore of Utö.

and of the neighbouring islands is often from this cause very rich in small bays and capes. The sketch-map, fig 52, shows such a case which can be seen in the little bay to the south-east of Restavik (Pl. 38) and is a very interesting example of this surface-sculpture. Similar sculpture forms commonly occur in all parts of Utö, also on its highest cliffs and ridges. A very beautiful example was seen in the woody hills to



the south of Edesnäs and is reproduced in fig. 53. This excavation has the shape of a long flat trough, some metres in width and its sides are straight. It is grooved by the glacier ice.

Glacial scratches (*striae*) can very often be seen in these excavations and, in consequence of this fact, they must have been formed prior to the termination of the glacial period and cannot belong to the erosion results of recent times. They have also been considered due to streams running

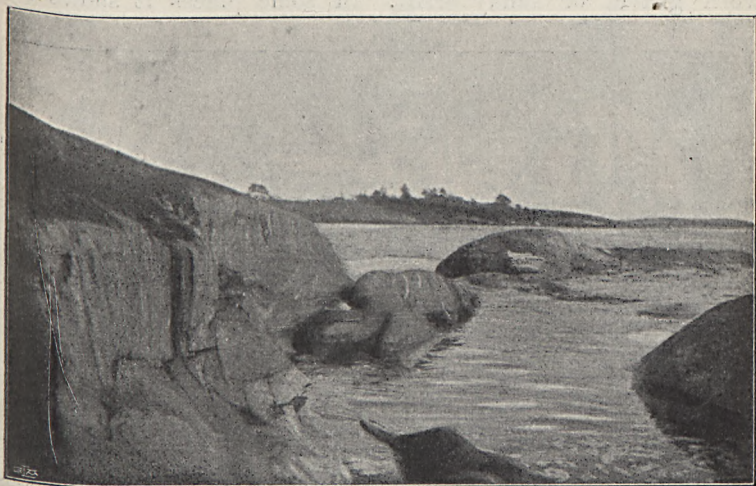


Fig. 51. Tortuous glacio-fluvial excavation to the east of Restavik at the eastern shore of Utö.

between the glacier ice and the subjacent ground, forming irregular channels, which occasionally were filled with the ice-mass and in this manner excavated partly by glacial erosion and partly by the erosion of strong subglacial currents. Glacio-fluvial formations of quite the same character are common in many places of Sweden, but they are often covered by the vegetation and also by till. On granite-cliffs in Stockholm, from which the drift has been removed for house-bilding purposes, also such glacio-fluvial sculptures have been found. The fact that moraine-material (till) is

seen covering them proves that they cannot be later in age than the glaciation.

On Utö the *till* or ancient moraine masses have no longer their original characteristics. They have been repeatedly affected by the waves of the sea during the changes of level which in Fenno-Scandia followed after the glaciation. The wave-erosion has thus during several periods of the postglacial time acted upon the till and has removed its clayey material. The rest has now the characteristics of more or less water-worn gravel or sandy drift. In some places it shows the

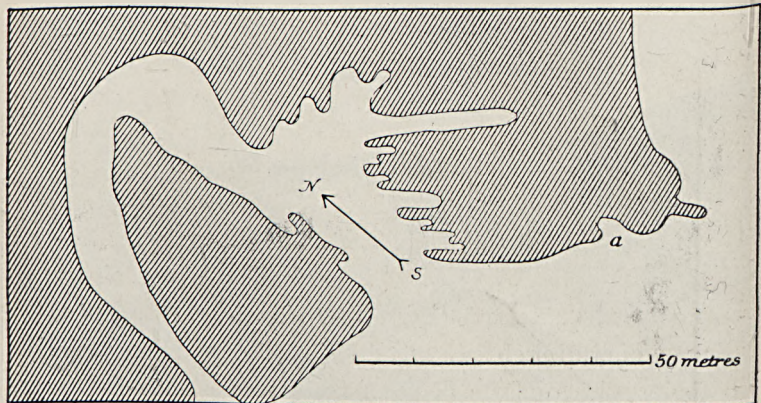


Fig. 52. Sketch-map of a part of the shore to the east of Restavik, showing tortuous shore-lines, due to glacio-fluvially eroded rocks.

arrangement of shore drift, as for instance between the mines and the eastern shores of Utö.

The other quaternary deposits, which occur on Utö, are the following:

- 1) *glacial clay, glacial sand,*
- 2) *postglacial calcareous clay* with fragments of shells (of *Mytilus edulis*), and
- 3) *recent deposits:* bituminous mud, clay and peat.

In the cultivated areas of the island the soil consists of a mixture of some of these formations. The fertile field, which from Kyrkviken (the Church-bay, also named Norrviken, the



North-bay) extends towards Norrbyn, has a soil composed mainly of the bituminous mud, partly mixed with sand.

Marshes are very common in all parts of the island and the smaller closed depressions in the ground are regularly occupied by peat-bogs in which, however, the peat seems to be of no considerable thickness (about  $\frac{2}{3}$  metre).



Fig. 53. Glacio-fluvial excavation of elongated shape, striated in the sides and the bottom. The hills to the south of Edesnäs.

Sand is the most abundant of the deposits of the southern parts of the Utö territory. Farthest to the south-west in the territory lies the island Nätarö, which is still more rich in sand deposits than Utö. At the sea-shore to the east of Källvik on south-Utö a little field of *dune-sand* occurs, which although on a small scale, shows the characteristics of a wind-drift area.

---

### Bibliography.

The following geological rectangle maps, published with Swedish descriptions by Sveriges Geologiska Undersökning as Ser. Aa, embrace the coast-regions of Stockholm: 65 and 66 »Landsort och Källskären», 51 »Nynäs», 50 »Årsta», 80 and 81 »Dalarö och Utö», 58 and 59 »Tärnskar och Sandhamn», 6 »Stockholm», 73 »Gustafsberg», 44 »Rydboholm», 88 »Waxholm», 72 »Möja», 100 »Penningby», 93 »Furusund.»

Of the geological maps in the scale 1:250,000 of Middle-Sweden, published by A. E. TÖRNEBOHM in 1880—1882 together with descriptions in Swedish, folios 6 and 9 embrace the coast-regions of Stockholm.<sup>1</sup>

On the survey-map: »Geologisk öfversiktskarta öfver Sveriges berggrund», published with Swedish description by S. G. U. in 1901, the main geological features of the coast-regions can be seen.

Questions touching the Archæan geology of the district have many times been discussed in the geological literature of Sweden. The following memoirs are in this respect especially worth mentioning:

- A. ERDMANN. Utö Jernmalmfält i Stockholms Län. K. Vet. Akad. Handl. (1854): 243.
- D. HUMMEL. Om Sveriges lagrade urberg. Bih. till K. Vet. Akad. Handl. 3, nr 2 (1875): 40. Also in S. G. U., ser. C, nr 15.
- A. E. TÖRNEBOHM. Öfverblick öfver Mellersta Sveriges urformation. Geol. Fören. Förh., 6 (1883): 582.

<sup>1</sup> This work is now out of print.

<sup>2</sup> A second edition of this map is being printed in 1910.



- E. SVEDMARK. Om granitens och gneissens förhållande till hvarandra i trakten emellan Stockholm och Norrtelje. *Geol. Fören. Förh.* 7 (1885): 700. Also in *S. G. U.*, ser. C, nr 77.
- E. SVEDMARK. Gabbbron på Rådmansö och inom angränsande trakter af Roslagen. *Geol. Fören. Förh.* 7 (1885): 789.
- W. C. BRÖGGER och H. BÄCKSTRÖM. Om förekomsten af klotgranit i Vasastaden, Stockholm. *Geol. Fören. Förh.* 9 (1887): 307.
- E. SVEDMARK. Orografiska studier inom Roslagen. *Geol. Fören. Förh.* 9 (1887): 188. Also in *S. G. U.*, ser. C, nr 88.
- Geol. Föreningen*. Granit och gneis. Discussion. *Geol. Fören. Förh.* 10 (1888): 298.
- H. SANTESSON. Kemiska bergartsanalyser, sammanställda och bearbetade. I. Gneis, hälleflintgneis (»eurit») och hälleflinta. 8:o. 1877. *S. G. U.*, ser. C, nr 17.
- ANDERS CEDERSTRÖM. Om berggrunden på norra delen af Ornön. *Geol. Fören. Förh.* 15 (1893): 103.
- NILS HEDBERG. Om grufdriften vid Utö järnmalmfält. *Jernkontorets Annaler.* 50 (1895): 109.
- P. J. HOLMQUIST. Studien über die Granite von Schweden. *Bulletin Geol. Inst. Upsala.* Vol. VII. 1906.
- PER GEIJER. Über das Vorkommen von Fleckengranit in Stockholm. *Bull. Geol. Inst. Upsala.* Vol. VIII 1909.
- A. G. HÖGBOM. Precambrian geology of Sweden. *Bull. Geol. Instit. Upsala,* Vol. X (1909).
-

### The table of analyses.

Of the 34 analyses presented in this table 16 have not previously been published. The numbers of these are printed in the table with coarser types. The older analyses are found, partly in the publications of the Geological Survey of Sweden and partly in the author's review of the granites of Sweden.<sup>1</sup> Of the new analyses 5 have been paid for by the Geological Survey of Sweden, 5 by means of an allowance, accepted from the Institute »Lars Hiertas Minne» and 3 by means of an allowance from the Royal Swedish Academy of Science. All these analyses were made by the known analyst R. MAUZEILIUS. Besides these I have had two new analyses of gneisses of the district made. These were made by Mining Engineer Mr. GUSTAF NYBLÖM. The analysis number 34 in the table is medium of two analyses made by one of the students at the Techn. High-School of Stockholm.

---

<sup>1</sup> »Studien über die Granite von Schweden». *Bull. of the Geol. Instit. of Upsala*, Vol. VII (1906).



Table of analyses.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29 a.	29 b.	29 c.	30.	31.	32.	33.	34.	
SiO <sub>2</sub> . . =	29.90	28.14	22.00	(43.74) <sup>2</sup>	(9.64) <sup>2</sup>	62.73	76.92	73.99	81.02	68.05	68.32	72.10	70.02	79.20	91.67	74.36	48.90	32.98	68.35	77.10	63.41	67.99	46.11	70.77	70.96	68.04	70.79	71.25	70.67	72.20	67.88	73.92	72.71	73.97	72.24	74.84	
TiO <sub>2</sub> . . =	.	.	.	.	.	0.26	0.15	0.13	0.13	0.21	0.37	0.25	0.35	0.34	0.15	0.16	2.40	0.10	0.42	0.17	0.65	0.51	0.54	.	.	.	.	.	.	.	0.16	0.22	0.15	0.23	.		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . =	1.96	0.48	1.70	} 1.32	} 2.83	14.80	14.52	14.47	10.90	17.20	16.95	12.92	14.33	9.93	4.18	13.98	14.19	4.96	15.70	12.72	19.22	14.69	15.97	15.30	16.24	17.29	15.96	16.09	14.80	13.98	17.56	12.78	12.98	12.66	13.52	12.21	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . =	46.21	51.57	55.43			.	.	.	0.51	0.43	0.42	0.41	0.37	1.28	0.85	0.18	0.31	0.37	3.50	6.63	1.08	0.18	2.74	2.23	3.31	0.82	1.11	1.68	1.84	0.32	.	.	.	0.86	1.27	1.35	1.40
FeO . . =	12.95	11.80	15.43	.	.	3.25	0.65	1.71	0.96	1.89	2.27	2.75	3.26	2.04	0.72	1.02	11.85	4.91	4.21	0.95	4.00	4.52	9.16	2.02	1.57	2.58	1.42	1.56	3.07	1.19	.	1.54	1.48	1.00	1.04	.	
MnO . . =	1.25	0.62	0.46	.	.	0.30	.	0.05	.	0.07	0.12	0.04	0.03	0.05	0.01	0.03	0.20	2.12	0.05	.	0.05	0.08	0.65	.	0.07	0.07	0.11	0.18	.	.	.	0.11	0.14	0.08	0.17	.	
MgO . . =	1.63	1.16	1.58	0.68	16.89	3.57	0.53	0.99	0.68	0.59	1.32	4.01	1.72	0.94	0.50	0.35	5.72	8.52	1.84	0.33	2.84	1.86	8.35	0.94	0.30	0.67	0.46	0.28	Trace	Trace	.	0.45	0.77	0.55	0.49	.	
CaO . . =	3.89	4.32	2.70	29.80	29.13	4.39	1.32	3.84	0.32	2.14	3.93	0.11	3.42	1.43	0.15	0.84	9.14	23.42	1.11	1.03	0.65	2.97	8.49	2.94	0.65	1.67	0.82	0.66	1.33	2.98	4.18	1.05	1.44	1.08	1.28	0.84	
Na <sub>2</sub> O . . =	.	.	.	.	.	0.43	1.36	2.86	0.38	3.55	3.98	0.43	2.79	2.83	0.14	3.24	1.09	0.43	2.11	3.98	1.21	2.59	3.42	2.98	1.53	1.20	1.09	0.81	2.51	4.08	4.88	2.27	2.25	2.38	1.81	3.58	
K <sub>2</sub> O . . =	.	.	.	.	.	3.76	3.02	1.15	3.65	4.94	1.62	4.34	1.79	1.23	1.58	5.10	0.87	2.02	3.82	3.38	4.36	1.61	0.63	3.22	5.28	6.42	6.77	7.96	8.26	3.90	4.29	6.39	6.10	6.21	6.40	4.76	
H <sub>2</sub> O <sup>1</sup> . . =	(1.00)	(2.00)	.	.	.	1.76	1.27	0.51	1.37	0.45	0.52	1.43	0.90	0.50	0.43	0.52	1.21	0.38	0.90	0.33	0.60	0.32	1.99	(1.06)	(1.41)	(1.16)	.	.	.	.	.	0.75	0.84	0.79	0.81	0.35	
CO <sub>2</sub> . . =	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	13.16	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . =	0.216	0.242	0.137	.	.	0.09	0.03	0.04	0.03	0.07	0.16	0.07	0.08	0.13	0.04	0.07	0.41	0.14	0.11	0.06	.	.	0.47	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0.08	0.08	0.05	0.15	.
BaO . . =	.	.	(Cu = 0.005)	.	.	0.04	0.08	Trace	0.06	0.22	0.01?	0.05	0.03	Trace	0.02	0.03	0.01	0.01	.	.	.	0.04	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0.09	.
S . . . =	0.03	0.023	0.014	.	.	(FeS <sub>2</sub> = 2.95)	.	Trace	.	(FeS <sub>2</sub> = 0.03)	0.01	0.01	0.25	0.02	0.01	0.93	0.40	0.02	0.05	0.03	(FeS <sub>2</sub> = 0.20)	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
C . . . =	.	.	.	.	.	1.46	.	.	.	.	.	.	.	1.36	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Sum =	99.036	100.355	99.456	.	.	99.79	100.16	100.17	99.92	99.92	99.95	99.79	99.82	100.18	99.91	100.10	99.89	99.80	99.75	100.27	99.93	99.41	99.10	100.05	99.12	100.78	99.26	99.11	100.64	98.33	98.79	100.36	100.28	100.27	99.63	99.81	

<sup>1</sup> Directly determined on material dried at 105°-110° C. Figures for the amount of water, placed between hooks, indicate »loss on ignition». — <sup>2</sup> Undissolved.

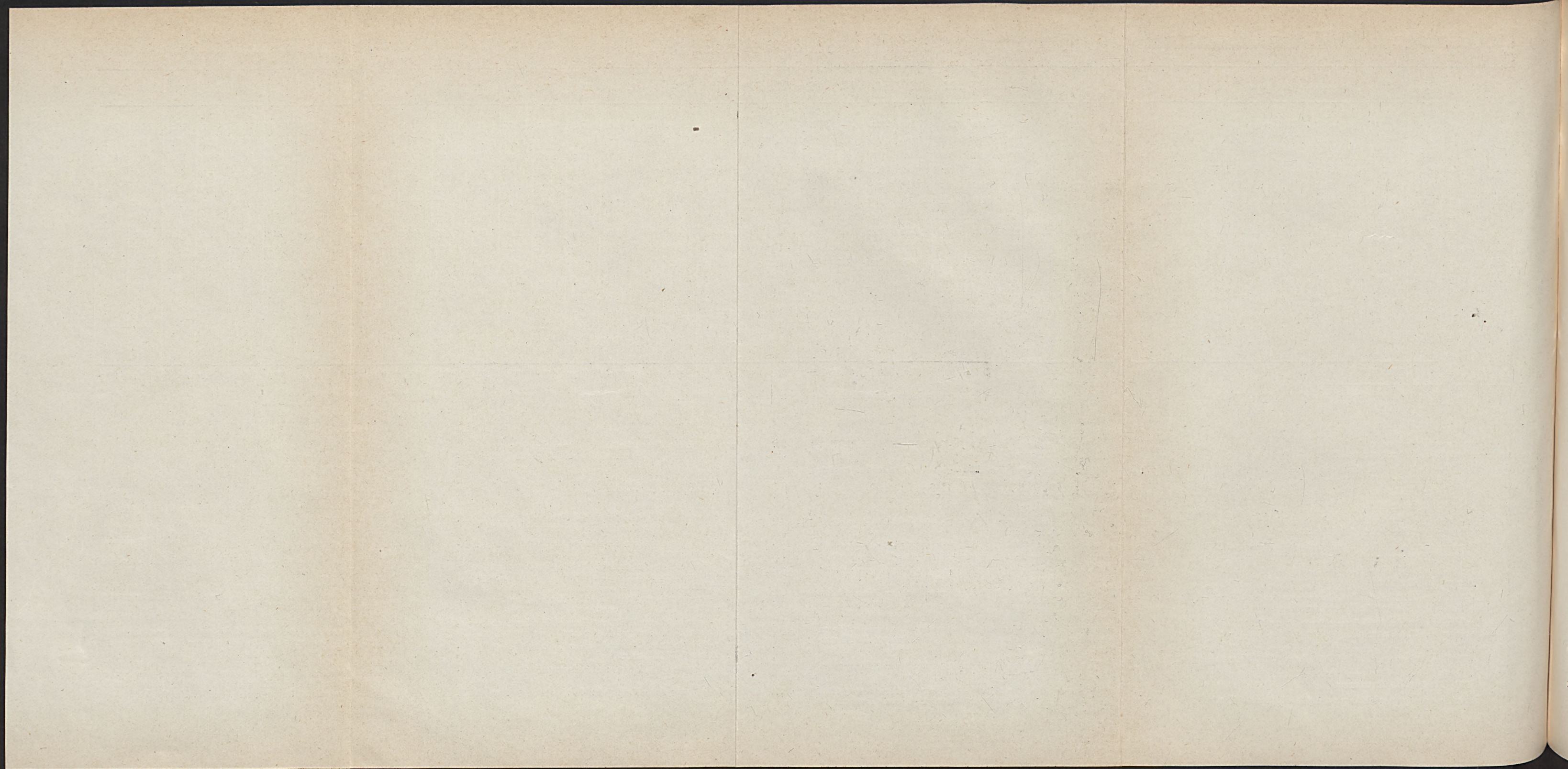
1. Quartz-banded iron-ore, Utö. Analyst C. J. A. SILFVERLING 1874.
2. Quartz-banded iron-ore, the Nyköping mine, Utö. Analyst A. TAMM 1876.
3. Quartz-banded iron-ore, the Nyköping mine, Utö. Analyst A. TAMM 1890.
4. Limestone, from the vicinity of the wind-mill on Utö, to the west of the mines. Analyst H. SANTESSON.
5. Dolomite, from a locality to the east of the mines on Utö. Analyst H. SANTESSON.
6. Black hälleflinta, at the Spens mine, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
7. Leptite, the light part of a layer from the east shore of Utö (Point III). Analyst R. MAUZELIUS.
8. Leptite, the darker part of same layer as nr. 7. Analyst R. MAUZELIUS.
9. Quartz-stained leptite, schistose porphyry or tuff, near Lilla Sillvik on the western side, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
10. Grained, grey leptite, near Lilla Sillvik on the eastern side, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
11. Schistose porphyry, rich in phenocrysts of quartz. The western-  
100170. G. F. F. 1910.

- most bed of schistose porphyry to the NW. of point II, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
12. Schistose granite-porphry. The composite dike at the eastern shore, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
  13. Schistose granite-porphry. The composite dike at the eastern shore, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
  14. Dark leptite, to the east of Restavik, on the eastern shore of Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
  15. Light-grey quartzitic leptite, only little bedded, containing small flakes of grey schist. From a locality near the observation-point II, to the N. of Lilla Sillvik, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
  16. Grey granite-like rock from Mysingholmen (an island in the great bay Mysingen to the N. from Utö). Analyst R. MAUZELIUS.
  17. Amphibolite, a layer or sill(?) in the coarse, bedded leptite on the island Valboskär to the east of Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
  18. Amphibolitic limestone (Calcareous amphibolite), Long mine, Utö. Analyst R. MAUZELIUS.
  19. Garnet-gneiss from the railway-line near the innermost part of the bay of Nynäs (Nynäsviken). Analyst GUSTAF NYBLÖM.

20. Red granite-gneiss from the little island Falskär among the rocks of Gillinge to the E. of Dalarö. Analyst GUSTAF NYBLÖM.
21. Garnet-gneiss, to the north of Skylvalla, parish Gåsinge, Södermanland. (Outside of the area of the maps). Analyst R. MAUZELIUS.
22. Garnet-gneiss, from Erikslund, parish Gåsinge Södermanland. (Outside of the maps). Analyst R. MAUZELIUS.
23. Gabbro-diorite, from the ornöite-massive on Ornö Hufvud. Analyst R. MAUZELIUS.
24. Granite-gneiss (grey, fine-grained biotite-granite-gneiss) to the south of Söderviken at the northern part of Ornö. Analyst O. BÄCKSTRÖM.
25. Stockholm-granite from Nälje, Parish Kattnäs, rectangle-map Hörningsholm. Analyst M. STOLPE.
26. Stockholm-granite from Hälltorp, Parish Vårdinge, rectangle-map Hörningsholm. Analyst M. STOLPE.
27. Stockholm-granite from Räckstad, Upland, rectangle-map Rydboholm. Analyst E. ERDMANN.
28. Stockholm-granite from Ensta, rectangle-map Rydboholm. Analyst E. ERDMANN.
29. Orbicular granite from Vasastaden in Stockholm. Analyst H. BÄCKSTRÖM.

- a) Granite (Stockholm-) surrounding the orbs.
  - b) The inner mass of an »orb».
  - c) The light-grey, outer shell of an »orb».
30. Stockholm-granite from Svalnäs, rectangle-map Rydboholm. Analyst R. MAUZELIUS.
  31. Stockholm-granite from Alby, rectangle-map Rydboholm. Analyst R. MAUZELIUS.
  32. Stockholms-granite from Edeby, rectangle-map Stockholm. Analyst R. MAUZELIUS.
  33. Stockholm-granite from Vasastaden in Stockholm. Analyst R. MAUZELIUS.
  34. Schistose porphyry, rich in phenocrysts of quartz from the porphyryarea south of Edesnäs. Analyzed by Mr T. JANSSON at the Techn. High-School of Stockholm.
- Remarks.  
Besides these analyses of Stockholm-granite, 4 partial are to be found in the description to the geological rectangle-map Hörningsholm.  
Several analyses of rocks and rock-forming minerals from the gabbro massive of Rådmanö (north-east corner of map Pl. 2) have been carried out (in 1872) by P. ÖBERG. See Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C, No 78 (1885).







### Remarks to the maps.

The following maps are subjoined to the guide for the *Archæan geology* of the coast-regions of Stockholm:

- Pl. 35. *Geological map of Ornö head* (the northern part of the island Ornö at Dalarö, situated south-east from Stockholm). Scale 1 : 15,000.
- Pl. 36. *Geol. map of the coast-regions of Stockholm*. Scale 1 : 200,000.
- Pl. 37. *Geological map of Utö and the surrounding islands*. Scale 1 : 20,000.
- Pl. 38. *Geological map of the iron-ore-bearing zone of Utö*. Scale 1 : 4,000.

#### Pl. 36.

The geological map of the coast-regions of Stockholm is founded mainly on investigations in connection with the geological mappings of this territory, which have been made by *Sveriges Geologiska Undersökning* (the Geological Survey of Sweden) and by A. E. TÖRNEBOHM.

Especially the geological map, published by TÖRNEBOHM in his great work: »*Geologisk öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag*, Stockholm 1880—1882», is most important for the study of the complicated Archæan geology in the area, which map, Pl. 36 embraces. More detailed investigations have however proved necessary, especially for elucidating the nature of the gneisses and their relations to the evidently supercrustal and infracrustal rocks.

The field-studies, made by the author during several summers, have chiefly embraced the southern parts of the mapped

area. For these works the author has had the benefit of allowances from *Kungl. Svenska Vetenskapsakademien* (the Royal Swedish Academy of Science) and the institute »*Lars Hiertas Minne*» («The memory of Lars Hierta»). Besides these subsidies the author is also much indebted to Professor HJ. SJÖGREN and Med. Doctor TAGE SJÖGREN for having been permitted to use their motorboats for geological field-works in the coast-regions.

## PI. 37.

The author's studies of the Utö territory commenced in the summer 1897 and was, with several interruptions, continued until the last years. Also for these field-works I have enjoyed subsidies from *K. Svenska Vetenskapsakademien*.

The field-researches were originally based on an older topographic map in the same scale (1:20,000) as the one now published. This map was, however, partly deficient. Since the geological investigations had been made, a newer, more correct topographic map was placed at the author's disposal by the Bureau of Economic maps of Sweden (*Ekonomiska kartverket*). The map used in the geological field-works is thus not quite the same as that, on which the geological details have been printed. Owing to these circumstances and the difficulties which arose by transferring the geological field-map on the new topographic underlay, the relations between the geological and topographical features will, in some places, be found to be a little incorrect. These incorrectnesses are, however, geologically insignificant.

Although this map is intended to illustrate only the Archaean geology of the area it has been considered convenient to maintain the agricultural denominations (fields, meadows and marshes) which were given on the topographic original. These make up only a little part of the map and facilitate its use by geological field-studies.



## Pl. 38.

This map contains the results of a close examination of a section-belt across the schist series, in which the iron-ores occur. It is intended to be a map of the rock-ground. Quaternary deposits cover only small spaces of the area and it has therefore mostly been possible to combine the observations of the rocks without making many constructions. Where greater areas of the rock-ground are hidden, they have been left white. Unfortunately huge masses of old dumps cover the ground nearest to the mines. The mapping has been performed in the scale 1:1,000 and partly in 1:2,000. It is based upon the old mine-maps but mostly new measurements have been made. The geological observations have been collected by a series of investigations undertaken during several summers. In part these investigations have been combined with geological demonstrations for students of the Technical High-school of Stockholm. Thus parts of the map, namely the details on the islands Persholmen, Tallholmen and Finnholmen and the area between the mines and the western shores have been worked out under my supervision by students of the named high-school. The following Mining Engineers have, while students, voluntarily taken part in this geological field-work: O. A. HEDIN, BR. ORTON, BR. ANDERSSON, HJALMAR DAHL, N. J. ENQVIST, K. E. MOSSBERG, LORENZ CARLSON, G. ÖBERG, C. WIDÉN, P. A. H. CARLBERG and N. R. STAHRÉ.<sup>1</sup> I am sure they will always remember these summer-weeks, devoted to geological field-work on the interesting and magnificent island.

<sup>1</sup> To Mr HEDIN and Mr ORTON the honour is due of having been the first to attempt the making a detailed geological map of the iron-ore-bearing zone of Utö.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page. The text is mirrored and difficult to decipher.



## Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland.

Von

P. J. HOLMQUIST.

(Hierzu Taf. 39.)

### I. Einleitung.

Der skandinavische Teil der caledonischen Gebirgskette, deren Faltung bekanntlich in postsilurischem, wahrscheinlich devonischem Zeitalter eingetroffen ist, ist von der Denudation sehr stark abgetragen und teilweise vollständig zerstört worden. In einigen Teilen sind nur zwischen Grundgebirgsmassen eingeklemmte Partien der gefalteten Komplexe noch übrig. Am Torne Träsk sind die Hochgebirgsbildungen von breiten Tälern durchzogen, die auch sehr tief, teilweise bis zum unterliegenden Urgebirge eingeschnitten sind. In dem grossen Quertal Torne Träsk—Vassijaure ist sogar die ganze Gebirgskette beinahe vollständig durchgegraben. Die ganze Breite des noch zusammenhängenden Teils der Kette kann hier nicht viel mehr als den Abstand zwischen Abisko und Pieskenjarka, d. h. zwei Meilen betragen, und da die am Boden des Sees vorhandenen Hochgebirgsbildungen möglicherweise sehr unbedeutend sind, so mag die wahre Breite der verbindenden Zone noch viel geringer sein.

Unter den weggeführten Hochgebirgsbildungen findet man jetzt die ausgedehnten Flächen des Grundgebirges, das meistens keine bedeutenden Spuren irgend einer postarchaischen Defor-

mation aufweist.<sup>1</sup> Nur an gewissen Stellen scheint es sich anders zu verhalten, so z. B. am Björnfeld auf der norwegischen Seite unweit der Eisenbahnstation Riksgränsen und weiter nach Osten an einigen Stellen besonders im Kupfererzfeld Kuokula. Hier sieht man nämlich die archaischen Gesteine in engen Zonen stark gequetscht und dabei die tiefsten kambrisch-silurischen Bildungen (Konglomerate) in den geschieferten Gebirgsmassen des Untergrundes eingeklemmt liegen. Nur in solchen Vorkommen sind hier überhaupt die silurischen Sedimente erhalten.

Im grossen und ganzen sind also die Gebirgsmassen zwischen dem Torne Träsk und der norwegischen Küste aus Überresten der Faltungskette und blossgelegtem archaischem Untergrunde zusammengesetzt. Diese grossen zusammensetzenden Komponenten verhalten sich auf den beiden Seiten der Reichsgrenze in mehreren Hinsichten verschieden zu einander. In Norwegen findet man nämlich die Überreste der Kette hauptsächlich nur als eingesunkene und eingeklemmte Schieferzonen, während die Hochgebirgsbildungen auf der schwedischen Seite dieser Grenze flachliegende geschichtete und geschieferte Komplexe bilden. Die Strukturen der Hochgebirgsgesteine zeigen eine dementsprechende Verteilung in der Weise, dass die *hochkristallinen Schiefer* in den Küstengebieten Norwegens zu Hause sind und die *schieferigen* und *kataklastischen* Strukturformen in den schwedischen Gebieten weitaus vorherrschen. Hier, dem östlichen Rande des post-silurischen Kettengebirges entlang, findet man die *klastisch struierten*, d. h. unmetamorphosierten oder nur wenig mechanisch beeinflussten Reliktmassen der Kambro-Silurformation,

<sup>1</sup> Die entblösste, dem Hochgebirge einst unterliegende Fläche des Urgebirges hat in den Gegenden des jetzigen Torne Träsk-Gebietes eine sehr ebene Form. Im ganzen fällt diese Fläche von Luopahta bis Stordalen 591 Meter auf 24,000 (= 1:40) nach Westen. Von Tornehamn ab steigt sie wieder langsam von dem Torne Träsk-Niveau auf und erreicht an der Grenze gegen Norwegen ungefähr dieselbe Höhe wie bei Luopahta. An der norwegischen Küste liegen die Überreste dieses alten »Peneplain« sehr hoch, sind aber teilweise gefaltet und von tiefen kañonartigen Tälern durchschnitten.



welche, wie gesagt, ihr Dasein der schützenden Bedeckung durch übergeschobene härtere Gesteine verdanken. In einem Querschnitt, von Osten nach Westen gezogen durch die Hochgebirgsbildungen zwischen dem Torne Träsk und Narvik, würden wir also zuerst (im Osten) flachliegende klastische, kataklastische und geschieferte Gesteine antreffen und danach (in Norwegen) gefaltete, oft mehr aufgerichtete, hochkristalline Glimmerschiefer und Gneisse finden. In den schwedischen Gebieten kommen keine die Gesteine der Gebirgskette durchsetzenden (»jüngeren») Eruptivgesteine vor. In den hochkristallinen Schieferkomplexen an der Küste scheinen dagegen solche Eruptivmassen (grösstenteils hellgraue Aplitgranite) vorhanden zu sein.

Der schwedische Teil eines solchen Querschnittes enthält ausserdem die *Überschiebungen*. Diese geben sogar dem ganzen schwedischen Hochgebirgsgebiet sein dominierendes tektonisches Gepräge. Sie scheinen auf der norwegischen Seite nicht vorhanden zu sein. Die norwegischen Teile der Kette scheinen die Faltungszonen der Gebirgskette zu umfassen, die schwedischen dagegen die zugehörigen Überschiebungsrandgebiete. Das Ganze ist, wie gesagt, von der Erosion durchgraben, so dass der Untergrund, das Urgebirge, in weiten Arealen entblösst worden ist.

Wie weit nach Westen hin Faltungszonen, die der caledonischen Kette angehören, hier auftreten, scheint nicht völlig aufgeklärt zu sein. Wenigstens soweit nach Westen wie in den archaischen Terrains der östlichen Lofoten-Insel kommen aber solche vor. In gleicher Weise finden wir weiter nach Süden, der westlichen Seite der Gebirgskette entlang, zahlreiche solche im Grundgebirge eingesunkene und eingeklemmte Zonen der Hochgebirgsformationen. Das Trondhjemer Gebiet ist von diesen das grösste. Die Küstenbögen des norwegischen Westlandes sind auch hierher zu rechnen. Gegen Osten bildet die Gebirgskette eine von dem zentralen Skandinavien bis nach dem Arktischen Meer beinahe ganz zusammenhängende

Formationslinie. Dieselbe hat in Schweden, besonders in Lapp-land, auch den Charakter einer topographischen Scheidelinie zwischen dem ziemlich niedrigen Flachlande des Urgebirges und dem Hochgebirge. An der Westseite der Kette steigen dagegen die archaischen Gebirgsmassen zu bedeutenden Höhen auf, und in vielen Gebieten sind hier die caledonischen Faltungszonen von dem älteren Gebirge topographisch nicht verschieden.<sup>1</sup> Die Ursache dieses in mehreren Hinsichten deutlich hervortretenden *unsymmetrischen Baues* der skandinavischen Gebirgskette ist wahrscheinlich grösstenteils in der Bildungsweise zu suchen. Hinsichtlich dieser treten drei verschiedene, mit einander aber eng verbundene Vorgänge hervor, nämlich: 1) Einsinkungen von grösseren oder kleineren Massen der jüngeren Ablagerungen in das unterliegende Urgebirge, 2) Zusammenfaltungen dieser eingesunkenen Sedimente, 3) Überschiebungen der benachbarten flachliegenden Bildungen, wobei auch die älteren Bildungen durch und über die jüngeren geführt worden sind. Die treibende Kraft der horizontalen Bewegungen dürfte in den Zusammenschiebungen durch Arealverminderung in den Einfaltungszonen zu suchen sein. Betreffs der Grösse dieser Bewegung haben die Untersuchungen am Torne Träsk dargetan, dass sie — unter Voraussetzung einer west-östlichen Bewegung — möglicherweise ein Maximum von etwa 14 Kilometer erreicht haben.

Es ist aber wahrscheinlich und in einigen Fällen bewiesen, dass die Überschiebungen — oder vielleicht richtiger *Unterschiebungen* — nicht nur in der zur Kette transversalen Richtung, sondern auch parallel zu dieser vor sich gegangen sind, und dieses Verhalten vermindert die Wahrscheinlichkeit von sehr langen Gleitungen in den Fällen, wo solche sonst anzunehmen sein könnten.

<sup>1</sup> Im Gegensatz zu dem Verhalten an mehr nach Süden gelegenen lappischen Hochgebirgsprofilen, z. B. bei Kvikkjokk oder Stor-Uman, liegt beim Torne Träsk die topographische Grenze für das, was Hochgebirge genannt werden kann, weiter östlich als die geologische Grenze zwischen der Hochgebirgsformation und dem Grundgebirge.



Das Studium des Torne Träsk-Gebiets hat ferner gelehrt, dass Überschiebungen in mehreren über einander gelegenen Ebenen vorgekommen sind. Wahrscheinlich sind solche recht zahlreich gewesen, können aber im Felde nicht sicher erkannt werden, da Fossilien nicht zu finden sind und in höheren Niveaus der ursprüngliche Unterschied der Struktur nicht mehr erhalten, sondern alles gleichmässig geschiefert worden ist. In den Gebieten der kataklastischen Gesteine, wo also gequetschte Granite und Syenite über und unter blauquarz- oder kohlenreichen Tonschieferlagern vorkommen, giebt die Zusammensetzung gute Anhaltspunkte beim Aufsuchen solcher höher gelegenen Überschiebungen. Im westlichen Teil (Nuolja-Vassitjåkko) dagegen kann die Methode nicht angewendet werden. Ein detailliertes Kartieren solcher scheinbar mehr homogenen Komplexe ergibt aber das Resultat, dass auch hier nebst Überfaltungen Gleitbewegungen nach mehreren Ebenen stattgefunden haben.

### Das Grundgebirge des Torne Träsk-Gebiets.

Das Grundgebirge ist hier aus archaischen Gesteinen, *Graniten*, *Syeniten*, *Grünsteinen*, *Gneissen* und *archaischen Schiefnern* zusammengesetzt. Wie gewöhnlich in manchen archaischen Arealen machen die eruptiven Tiefengesteine hier die Hauptmenge aus.

Im *östlichen Teil* des Gebietes herrscht *Syenit*. Dies ist ein grauer oder blassroter mittelkörniger *Hornblendesyenit* von derselben Beschaffenheit wie die in den eisenerzreichen Gegenden von Kiruna und Gellivare recht gewöhnlichen Syenit-typen. Nebst massigem Syenit kommen auch schiefrige, *gneiss-ähnliche* Syenitgesteine vor, und in dem Gebiet am östlichen Torne Träsk, das als von Gneiss aufgebaut auf der Karte bezeichnet worden ist, sind solche Gesteine nebst *Hornblende-schiefnern* und *granulitartigen* Gneissen, oft mit Pegmatit gemengt, die herrschenden.

*Diorit* ist als linsenförmige Massen im Syenit besonders auf dem Vorevardo mit diesem innig verknüpft.

Sonst sind *Granite* die weitaus verbreitetsten der Urgesteine. Mehrere Typen kommen vor. Im östlichen Teil der Karte haben die Granite so gut wie stets rote Farbe. Das westliche Gebiet der Urformation zeigt dagegen fast nur grau gefärbte Granite. Unter den östlichen Graniten sind zwei Typen die weitaus herrschenden: der *Kaisaniemitypus* und der *Pessinentytus*, beides »acide» Granite, d. h. Quarz Feldspat-Granite, von den entsprechenden archaischen Typen Schwedens petrographisch nicht sehr verschieden.

Der *Kaisaniemigranit* ist ein klein- bis mittelkörniger Granit mit blassroten Mikroklinkristallen, von einem ziemlich feinkörnigen Gemenge der anderen Minerale, Quarz, Plagioklas und Glimmer, umgeben. Das Gestein hat also ein porphyrtartiges Aussehen. Der Kaisaniemigranit ist oft durch Pressung deformiert. Seine Hauptverbreitung im Torne Träsk-Gebiet ist die Halbinsel *Kaisaniemi*. Er bildet auch den Sockel des grossen Gebirgsmassivs *Kaisepakte*, dessen höhere Partien aus Hochgebirgsbildungen bestehen, und ist in den Sprengungen zwischen den Eisenbahnstationen Kaisaniemi und Stenbacken leicht zugänglich.

Der *Pessinengranit* ist ein reiner Quarz-Feldspat-Granit, reich an Alkalien (9 %) und verhältnismässig arm an Quarz. Eine Analyse (Nr. 9) dieses Granits findet sich auf der beigefügten Tabelle. Makroskopisch zeichnet sich dieser Granit durch die hellrote Farbe seiner Feldspate, die weisse Farbe des Quarzes, seine mittelkörnige und massige Struktur nebst der Armut an dunklen Mineralien aus. Die Körner von Feldspat und Quarz sind gebrochen, wodurch die Granitstruktur etwas verschleiert hervortritt.

Der Pessinengranit ist zwischen Kaisepakte und den Hochgebirgsbildungen, d. h. bis in die Nähe der Station Stordalen verbreitet und an vielen Punkten sehr gut entblösst.



Das dominierende archaische Gestein des *westlichen Gebietes* ist der sog. *Wassijauregranit*. Er erstreckt sich beinahe ununterbrochen von dem nordwestlichen Ende des Torne Träsk bis zur norwegischen Meeresküste und hat immer ein sehr gleichförmiges Aussehen. Er ist makroskopisch ein grober, grauer, biotitreicher *Augengranit*. Seine äusseren Kennzeichen stimmen sehr gut mit denen des bekannten Refsunds-

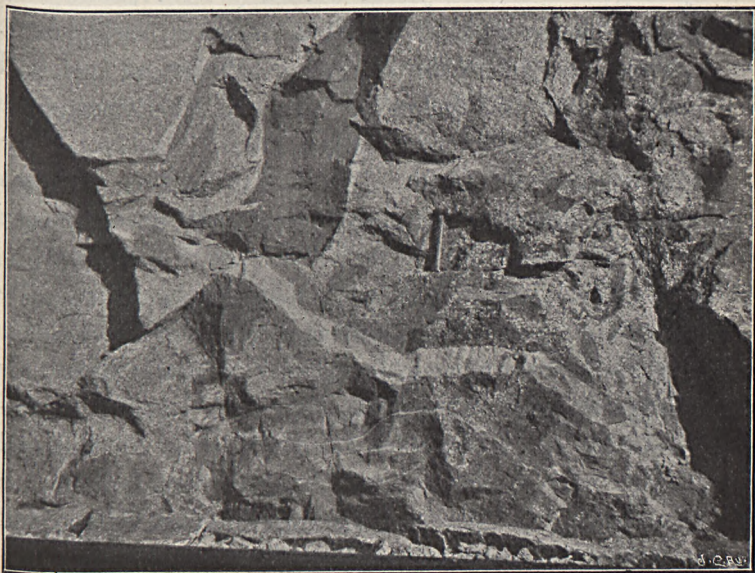


Fig. 1. Bild von dem Wassijauregranit mit Einschlüssen und aplitischen Gängen. Von einem Eisenbahndurchschnitt auf der norwegischen Seite der Reichsgrenze.

granittypus, welcher in Jämtland und im südlicheren Lappland eine ausserordentlich grosse Verbreitung hat, überein. Er ist oft reich an Einschlüssen dunkler schiefriger Gesteine (Fig. 1) und enthält ausserdem lange Züge von archaischen Schiefermassen, zum Teil erzführenden Schieferfeldern (Sjangeli und Kuokola). Bei Wassijaure kommen auch kleine Massive eines gabbroiden Gesteins, von dem Granit umgeben, vor.

Eine *chemische Analyse* (Nr. 10) des typischen Wassijauregranits ist in der Tabelle (Seite 981) zu finden.

Nebst diesem Granit kommt auf der westlichen Seite des Kuokula-Schieferfeldes ein feinkörniger, an dunklen Mineralien ziemlich reicher Granit vor, der auch bisweilen sehr schieferige Struktur besitzt, sonst aber dem normalen Granit petrographisch wie auch geologisch nahe steht. Auch diese Varietät des Wassijauregranits ist analysiert worden (s. Nr. 11, Seite 981).

Ausser den genannten Graniten giebt es *Aplitgranite*. Diese treten im Gebiet des Wassijauregranits auf und sind als Gänge in den archäischen Schiefen an der Reichsgrenze und weiter nach Westen ganz allgemein.

*Die archäischen Schiefer.* Wie in den meisten grösseren Gebieten des schwedischen Urgebirges giebt es unter den archäischen Gesteinen des Torne Träsk auch Schiefergesteine, die aller Wahrscheinlichkeit nach metamorphosierte, uralte Oberflächenbildungen unserer Erde darstellen, von denen aber jetzt nur beschränkte Massen, die in dem archäischen Granit als Schieferzüge eingeschlossen liegen, übrig sind. Das *Wassijaure-Schieferfeld* und die erzführenden *Schieferfelder* bei *Kuokula* und *Sjangeli* sind solche metamorphosierte, *superkrustale*<sup>1</sup> Bildungen der Urformation. Auf der norwegischen Seite der Grenze sind mehrere solche Schieferfelder im Granit eingeschlossen.

Die Schieferfelder in *Sjangeli* und bei *Kuokula* bestehen hauptsächlich aus Grünsteinschiefen, d. h. *Amphiboliten* von mehreren Typen. Der sog. *Sjangelischiefer* ist ein sehr feinkörniger Amphibolit von schwarzgrüner Farbe. Er führt lenticuläre Einlagerungen oder Imprägnationen von Kupfererzen, die hauptsächlich aus *Bornit* und *Kupferglanz* bestehen. Die Erze sind sehr verbreitet in diesen Schiefen.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Diese sehr zutreffende Bezeichnung rührt von J. J. SEDERHOLM her. In analoger Weise nennt dieser Forscher solche archäische Bildungen *infra-krustal*, welche entweder eruptive Tiefengesteine oder regionalmetamorphische Derivate solcher sind.

<sup>2</sup> Das *Kupfererzfeld* von *Sjangeli* liegt 25 Kilometer südlich von Wassijaure und 40 Kilometer von dem nächsten Punkte der norwegischen Küste.



Die Kupfererzformation streicht in Sjangeli nach NNO, und Spuren derselben sind entdeckt in dem hochgelegenen Flusstal des Håikamajokk, wo die Hochgebirgsformation stellenweise durcherodiert zu sein scheint. Das Kuokolafeld liegt in der Streichungsrichtung weiter nach Nordwesten und enthält ähnliche Schiefergesteine und Kupfererze wie Sjangeli, jedoch letztere wahrscheinlich nur in geringer Menge.

Ausser den Amphibolitarten enthalten die archaischen Schieferzonen *Granulite*, *Glimmerschiefer* und *Gneisse* nebst *Dolomit*; letzteren bisweilen als ziemlich grosse Massen. Das Wassijaurefeld enthält hauptsächlich nur braune quarzreiche Glimmerschiefer, die von zahlreichen Gängen eines hellgrauen aplitischen Granits durchzogen sind. In solchen Gebieten zeigen gewöhnlich die Glimmerschieferfelsen rostfarbene Oberflächen.

Die Parallelstruktur (Schiefrigkeit und Reliktschichtung) ist, wie im Urgebirge gewöhnlich, meistens steil aufgerichtet und steht daher in schroffem Gegensatz zu der schwebenden Lagerstellung der in der Nähe vorhandenen Hochgebirgsformation.

An einigen Punkten sind die archaischen Schiefer inmitten der Hochgebirgsbildungen beobachtet worden, nämlich an zwei verschiedenen Stellen im Kårsätal (Kårsåvage) und in der Umgebung des Sees Abiskojaure. Sie kommen hier also in sog. *Fenstern* der überlagernden jüngeren Formation zum Vorschein. Ausserdem ist zu bemerken, dass im Torne Träsk-Gebiet — wie wir sehen werden — archaische Bildungen durch die Überschiebungen auch als die Hochgebirgsbildungen überlagernde Massen sich vorfinden. Solche sind angetroffen teils in den östlichen Gebieten, z. B. im Luopahta, Kaisepakte und Wuoskovara, teils in den westlichen hohen Gipfeln Kåp-

---

Das Vorkommen ist seit mehr als 200 Jahren bekannt, aber noch nicht für Grubenbetrieb in Anspruch genommen. Die Erze treten als zahlreiche kleinere Massen über ein weites Gebiet hin verteilt auf. (Siehe hierüber näher die Darstellungen von O. GUMÆLIUS und WALFR. PETERSSON).

pasäive, Käbbljetjåikko und im Wuottasreita u. a. In dem erstgenannten Falle bestehen die übergeschobenen Massen aus *kataklastischen* Gesteinen von syenitischer oder granitischer Zusammensetzung, d. h. sie stimmen in dieser Hinsicht mit den in der Nähe anstehenden archaischen Graniten und Syeniten gut überein. Die übergeschobenen Massen in den westlichen Gipfeln sind meistens nur *grobflaserige braune Glimmerschiefer*, die den braunen Glimmerschiefern des Urgebirges petrographisch nahe verwandt sind und bisweilen mit diesen auch geologisch in nahe Verbindung treten. Dies scheint in den westlichen Gebieten, wo die Massen des Urgebirges zu beinahe gleichen Höhen wie die jüngeren Bildungen emporsteigen, vorzukommen. So sieht man in den zentralen Teilen des Wuottasreita die grobstruiereten archaischen Glimmerschiefer in grossen Falten hinaufsteigen und sich in den höchsten Gipfeln dieses Alpenmassivs über den schwarzen Phylliten der Hochgebirgsformation ausbreiten. (Siehe Fig. 21, S. 961.)

### Die Hochgebirgsbildungen.

Die Untersuchungen im Torne Tråsk-Gebiet haben ergeben, dass die grosse postsilurische Faltungszone hier hauptsächlich in analoger Weise und von gleichartigem Material wie in südlicheren Teilen derselben aufgebaut worden ist. In der Tat ist die geologische Struktur der Kette das ganze lappische Hochgebirge hindurch in hohem Grade gleichförmig entwickelt. Ganz im Osten, am Rande selbst des Alpengebiets, findet man *die Relikten* der nicht metamorphosierten<sup>1</sup> *Silurformation*, dann kommen nach Westen zu die durch Überschiebung den Silur überlagernden *kataklastischen Gesteinsmassen*; höher und noch weiter nach Westen folgen dann flachliegende *harte Schiefergesteine*, die überall im Gebiet der Überschiebungen den *kristallinischen* Hochgebirgsbildungen unterzulagern scheinen und sehr grosse Areale der östlichen Alpenzonen einnehmen. In

<sup>1</sup> Sondern nur mehr oder weniger mechanisch gestörten.



diesen und mit den harten Glimmerschiefern eng verbunden kommen gewaltige *Amphibolitmassen* vor, die in den südlicheren Gebieten auch Gabbrogesteine enthalten, am Torne Träsk aber nur aus Hornblendeschiefergesteinen zusammengesetzt zu sein scheinen. In den breiten Tälern, von denen die Gebirgskette durchquert ist, finden wir, dass inmitten des jetzigen Hochgebirges ein mächtiger Komplex von meistens weichen kristallinen Schiefern den harten Schiefer überlagert. Dieser Komplex besteht am Torne Träsk zu unterst aus *Kalksteinen*, dann folgen *weiche, glänzende Glimmerschiefer*, öfters Granatglimmerschiefer, Hornblendeschiefer, phyllitartige Glimmerschiefer und kohlenführende Phyllite nebst dünnen Lagen von *Kalkstein* und *Quarzit*. In den höchsten westlichen Gipfeln des Gebiets begegnen wir schliesslich den obersten Schichtmassen dieses flachliegenden, aber dennoch stark gefalteten Komplexes, nämlich dem schon erwähnten grobstruiereten *braunen Glimmerschiefer*, dessen Verband mit dem unterliegenden Grundgebirge schon angedeutet worden ist. In dieser Serie kommen keine jüngeren Eruptivgesteine vor, ein Verhalten, wodurch sich der Bau dieses Teiles der Kette von den südlichen Hochgebirgsgebieten Lapplands zu unterscheiden scheint. Wie schon angedeutet, ist die Hochgebirgsformation am Torne Träsk nur als ein durch die tiefgehende Erosion von der übrigen Kette abgetrennter Teil, dessen Hauptgebiet wahrscheinlich weiter nach Westen lag, anzusehen. Gleichwie in den südlicheren Küstengebieten der Kette, z. B. in den besonders von J. H. L. Vogt untersuchten *Saltenfjord-* und *Ranenfjordgebieten*, findet man nämlich auch an der norwegischen Küste westlich vom Torne Träsk die der Gebirgszone zugehörigen Schiefermassen mehr oder weniger aufgerichtet und gefaltet, sehr hochkristallin entwickelt und auch von den charakteristischen hellen (postsilurischen?) Graniten durchkreuzt. Hierzu ist zu bemerken, dass die Kristallinität der flachliegenden Schiefermassen am Torne Träsk und weiter nach Westen bis zur Reichsgrenze stetig zunimmt und am

höchsten ist in den westlichen Alpenmassiven, eben wo der Zusammenhang mit den westlicheren, gefalteten Schiefeln durch die Erosion abgebrochen erscheint.

Aus diesen Tatsachen geht hervor, dass eine vollständige Kenntnis des fraglichen Teiles der caledonischen Faltung nicht auf der schwedischen Seite der Reichsgrenze in diesen Gegenden allein gewonnen werden kann. Das schwedische Hochgebirgsgebiet am Torneträsk enthält nur die flachliegende Zone der Kette, wo die Bewegungen hauptsächlich horizontal oder fast horizontal gerichtet worden sind, d. h. es fällt mit *dem tektonischen Gebiet der flachen Überschiebungen* zusammen.

Von den Schwierigkeiten, die sich einer Enträtselung der Hochgebirgsprobleme in diesen Gegenden in den Weg stellen, sind diejenigen die grössten, welche von dem Fehlen an Fossilien herrühren. Fossilien sind nämlich in den eigentlichen Hochgebirgsbildungen am Torneträsk trotz sehr eifrigen Nachforschens bisher nicht gefunden worden. Nur in den erwähnten silurischen Relikten, die am Rande des Alpengebirgs, zwischen diesem und dem unterliegenden Urgebirge, eingeklemmt liegen, sind einige äusserst spärliche Fragmente von untersilurischen Fossilien entdeckt worden (siehe weiter S. 929—934). Fossilien sind auch überhaupt nur äusserst selten gefunden in den eigentlichen Faltungs- und Überschiebungszonen der skandinavischen Gebirgskette.<sup>1</sup> Es ist infolgedessen bei Untersuchungen in diesen Hochgebirgsregionen notwendig gewesen, sich auf petrographische und feldgeologische Verhältnisse zu stützen. Wenn dazu kommt, dass wegen der klimatischen Verhältnisse nur einige Wochen des Jahres sich für geologische Arbeiten in diesen nördlichen Gegenden eignen, so dürfte es verständlich sein, dass noch keine endgült-

---

<sup>1</sup> An ein paar Stellen *innerhalb der Faltungszone* der schwed. Hochgebirge, nämlich im nördlichen Jämtland und östlich vom Sulitälma, sind aber regionalmetamorphosierte Kalksteine mit noch erkennbaren fossilen *Crinoidenstielen* entdeckt worden.



tigen Resultate bezüglich der grossen tektonischen Probleme, die am Torne Träsk studiert werden können, vorliegen.

### Beschreibung der Hochgebirgsbildungen der Torne-träsk-Gegend.

#### Die Überschiebung und der Silur im Luopahta und Kaisepakte.

Für eine Exkursion nach dem Luopahta braucht man, ausgehend von Abisko, ungefähr 7—8 Stunden. Man fährt mit der Bahn nach der Station *Stenbacken* und wandert hier über die

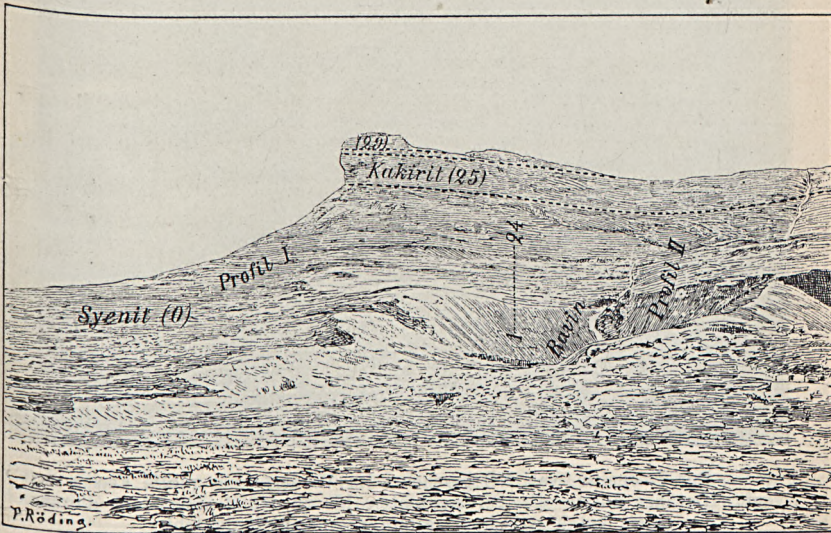


Fig. 2. Aussicht von Norden über den östlichen Teil des Luopahta.

im Süden der Eisenbahn nächstliegenden, mit kleinwüchsigen Birken und Gebüsch bekleideten Berghöhen hinauf bis zu der waldlosen Hochgebirgsebene. Hier geht die Wanderung sehr leicht von statten, und man erreicht bald den Luopahta, dessen eigentümliches Profil im Süden die Aufmerksamkeit schon aus der Ferne auf sich zieht. Die Wanderung von Stenbacken bis zum Luopahta erfordert  $1\frac{1}{2}$ —2 Stunden. Beim Aufstieg zu der Hochebene von der Station aus muss man sich nicht

zu weit nach rechts halten, sondern in südlicher Richtung von Stenbacken gehen und sich in der Nähe der westlichen Seite eines kleinen, von der Hochebene kommenden trockenen Flusstales halten.

Von der Umgebung aus hat der Luopahta ein Aussehen, wie es aus den *Figuren 2, 3, 4* hervorgeht. *Fig. 2* zeigt seine nach Norden gewandte Seite, *Fig. 3* giebt das Aussehen



*Fig. 3.* Der Luopahta, von NO gesehen. Im Vordergrunde platte Feisen aus Syenit. Darüber liegen die Silurschichten bis zu der steilen Wand, die aus einem kataklastischen Gestein, sog. Kakirit, besteht.

von Osten, und *Fig. 4* stellt eine Partie der übergeschobenen Frontmasse des Luopahta weiter nach Südosten vor, wo mächtige Talusbildungen den unterliegenden Silur überdecken.

Die NO-Seite des Luopahta ist zweifelsohne eine der schönsten und bezeichnendsten Lokalitäten des schwedischen Hochgebirges. In einem verhältnismässig kleinen Gebiete überblickt man hier sehr deutlich alle die für den östlichen Rand dieses Hochgebirges charakteristischen, wichtigen geologischen Verhältnisse.



Am Fusse des Luopahta findet man die sehr ebenen, gut entblösten Flächen des Urgebirges (siehe Fig. 3). Sie bestehen aus dem in der Gegend gemeinen Hornblendesyenit. Die ebenen (in Fig. 3 sichtbaren) Flächen stellen einen Teil der alten präsilurischen Denudationsfläche dar. Jüngere Erosion hat sie offenbar nur wenig beeinflusst, seitdem sie von der überlagernden klastischen Silurdecke befreit wurde.



Fig. 4. Hohe Felsenwand, aus überschobenen kataklastischen Gesteinsmassen (Kakirit) bestehend. Mächtige Talusbildungen überdecken den Silur. Partie des östlichen Teiles des Luopahta.

Dieselbe treffen wir zuerst in Gestalt eines groben, wenig mächtigen Konglomerates an, über dem die anderen Sedimente in lebhaftem Wechsel folgen. Die ganze hier zu beobachtende silurische Schichtenserie hat eine Mächtigkeit von über 150 Meter. JOH. CHR. MOBERG, der dieselbe eingehend stratigraphisch und paläontologisch untersucht hat, giebt für ein Profil (siehe Fig. 2 und 5) von der nördlichen Seite des Luopahta die folgende Zusammensetzung an:

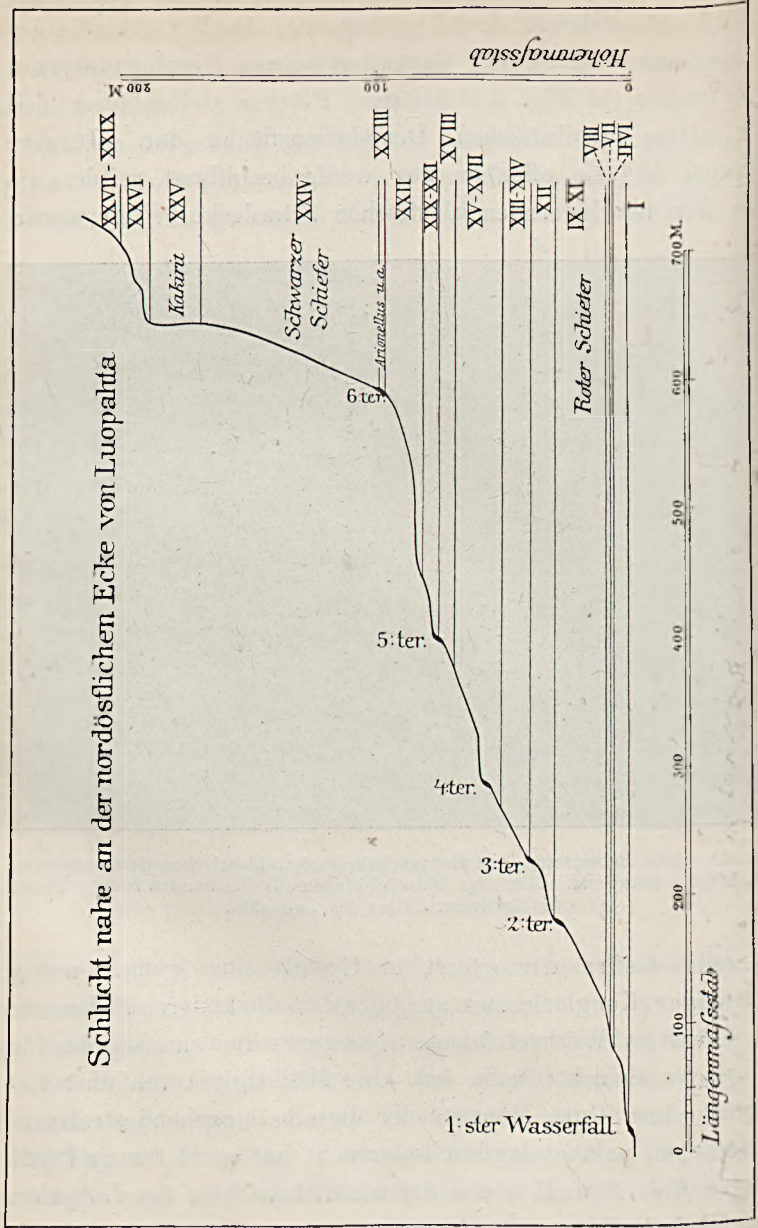


Fig. 5. Profil durch die Sillulager an der westlichen Seite der Schlucht im NO-lichen Luopajta (vergl. Fig. 2).



Zu oberst

XXV »Kakirit« (nach Aneroidmessung 18 Meter mächtig)<sup>1</sup>  
mit sehr scharfer unterer Grenze.

XXIV Tonschiefer, schwarz mit dunklem, glänzendem Strich. Wird durch Brennen weiss. Hierin spärliche grössere Klumpen von Pyrit, aber keine von Stinkkalkkonkretio-

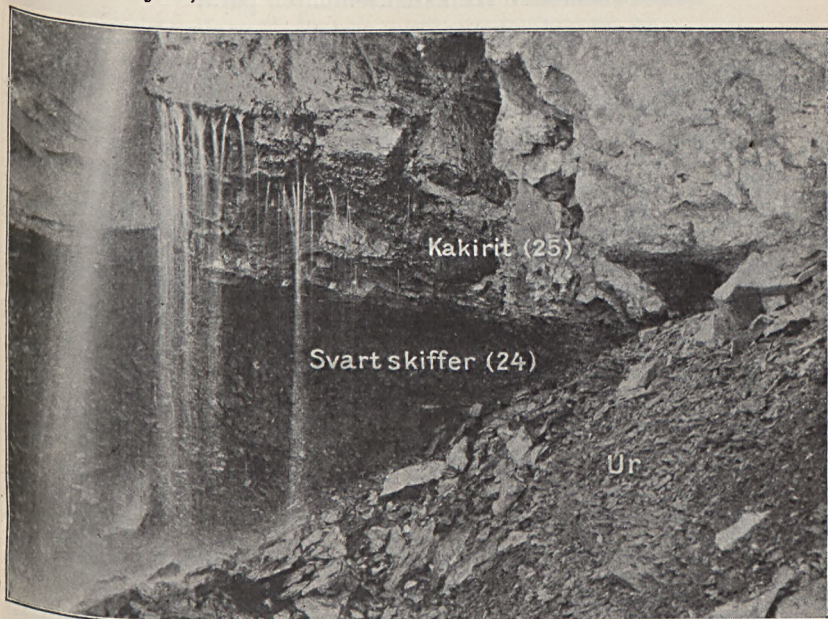


Fig. 6. Die (obere) Grenze des schwarzen Tonschiefers gegen den Kakirit. Von dem erwähnten Profil im nördlichen Luopahta. Nach JOH. CHR. MOBERG.

nen. Dieser Schiefer ist in so hohem Grade von glänzenden Gleitflächen durchsetzt, dass von der ursprünglichen Schichtung keine Spur mehr zu sehen ist; statt dessen zeigt er eine sekundäre Parallel-

<sup>1</sup> Der ganze obere Teil des Luopahta, der eine Mächtigkeit von wenigstens 600 Meter besitzt, besteht aus kataklastischen Gesteinen und Kakirit von granitischer und syenitischer Zusammensetzung. In der Nähe der Überschiebung treten Kakirit und Silurgesteine mit einander vermengt in denselben Niveaus auf.

struktur oder besser Splittrigkeit mit stark gebogenen, im ganzen jedoch ungefähr 40 Grade nach West fallenden Blätterflächen. Vollständig zu feinem Bergmehl zermalmt war der Tonschiefer in ein paar ungefähr zwei Millimeter dicken, mit den unterliegenden horizontalen Kalksteinschichten paral-

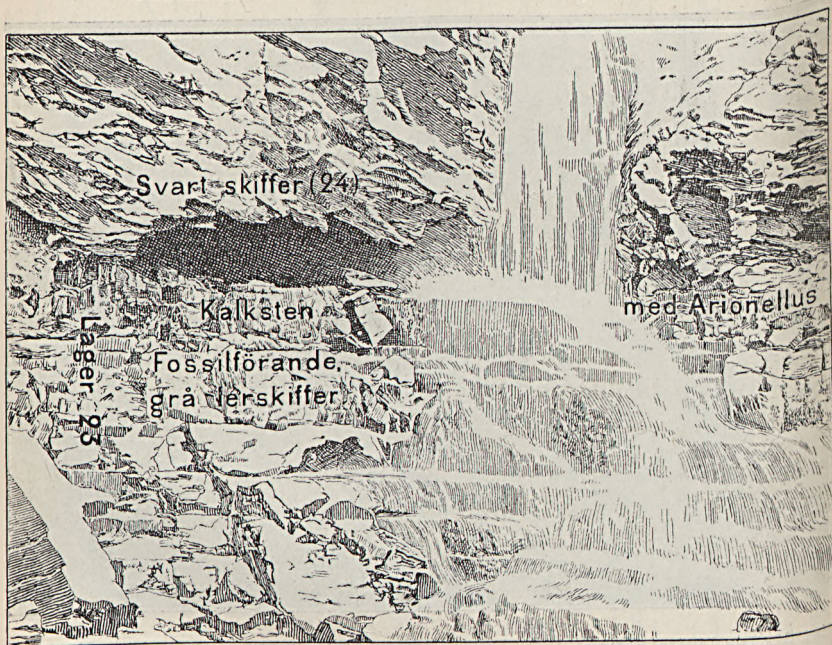


Fig. 7. Die Grenze zwischen den Schichten mit *Arionellus* und dem überliegenden schwarzen Tonschiefer. Von dem erwähnten Profil im nördlichen Luopahta. Nach JOH. CHR. MOBERG.

lelen Lagen (Überschiebungsebenen). Eine von diesen lag in ungefähr  $\frac{1}{2}$ , eine andere in  $2\frac{1}{2}$  Meter Höhe über dem untersten Teil der Schicht. (Fig. 6 zeigt die obere und Fig. 7 die untere Grenze dieses Tonschiefers.) Die ganze Mächtigkeit (mit Aneroid gemessen) wurde befunden . . . . . = 72,00 Meter.



- XXIII *Tonschiefer*, grau, dickbänlig, meistens schwach kalkig, oft reich an Pyrit. Hierin schalenlose Fossilien, *Arionellus primaevus* BRÜGGER, *Ellipsocephalus Nordenskiöldi* LINRS. und *Obolus*. Nach oben wird das Gestein mehr kalkhaltig, so dass der oberste Teil (ungefähr 15 cm) vielleicht ein unreiner Kalkstein genannt werden dürfte; in diesem sind die Fossilfragmente besonders reichlich vorhanden, die Schalenreste sind indessen ganz durchgewittert. Bei der Verwitterung haben die oberflächlichen Teile des Gesteins eine poröse Beschaffenheit und rostige Farbe erhalten. Wenn bestimmbare Fossilien herauspräpariert werden können, sind sie von derselben Art wie diejenigen des unteren Teiles des Schichtenkomplexes . . . . . 1,72 Meter
- XXII *Tonschiefer*, grün, an verwitterten Flächen oft dunkelrot . . . . . 15,48 »
- XXI *Sandstein*, dünnchiefrig (stark verwittert) 0,16 »
- XX *Kalkstein*, unrein, dickbänlig, in der beinahe dichten Grundmasse zerstreute Kalzitkörner, aber besonders in den oberen Bänken ausserdem recht reichlich dunkle, glänzende, gerundete Quarzkörner nebst spärlichen grösseren Körnern von Urgesteinen. Braune Verwitterungshaut . . . . . 0,54 »
- XIX *Sandstein*, dunkelgrau, feinkörnig, dickbänlig. Steht z. T. dem sog. Blauquarze sehr nahe. Hier und da Tonklumpen. Der unterste Teil (ungefähr 25 cm) ist etwas heller an Farbe . . . . . 5,42 »
- XVIII *Sandstein*, gelbgrau, dünnchiefrig durch eingelagerte schwarze Tonhäutchen, von

- denen einige ganz überdeckt von gewundenen, sich kreuzenden »Kriechspuren«. Eine von diesen, ungefähr 1 *cm* breit, zeigte sich an der Oberseite der Schicht als eine tiefere Rinne, auf beiden Seiten von flach geneigten Seitenpartien begrenzt. Tonklumpen hierin gewöhnlich. Im oberen Teil einige dickere Bänke . . . . . 6,20 Meter.
- XVII *Sandstein*, graugelb, ziemlich dickbänkelig mit Tonklumpen . . . . . 0,69 »
- XVI *Sandstein*, feinkörnig, gelblich bis grau mit grossen, braunen Flecken oder Klumpen, die bei Verwitterung dem Gestein eine sehr grubige Oberfläche geben. Geteilt in zwei dicke Bänke . . . . . 0,49 »
- XV *Sandstein* von ungefähr derselben Art wie der vorige, braunpunktiert, aber ohne die grossen braunen Flecke. Zu unterst mehr weissgrau, zu oberst mehr gelbgrau mit grossen, plattigen, grauen Tonklumpen . 15,03 »
- XIV *Sandstein*, grünlich, dünnschieferig mit spärlichen, dünnen Tonstreifen . . . . . 0,95 »
- XIII *Sandstein*, gelbgrau (bisweilen etwas braunfleckig), dickbänkelig, locker, mit spärlichen Phosphoritkörnern; im untersten Teil mit Tonklumpen und kleineren Steinen . . . 11,58 »
- XII *Sandstein*, grün, in dünnen Bänken, hier und da mit dünnen Tonschichten nebst einigen dickeren, rein grauen, kalkigen Bänken . . . . . 8,30 »
- XI *Tonschiefer*, grün, öfters mit dunkelroter Rinde und innerhalb derselben einer in gleicher Weise pigmentierten Zone. Nach oben in Sandstein übergehend . . . . . 1,50 »



- X *Tonschiefer*, rot, in einigen Schichten mit etwas sandigen oder griesgemischten Partien. Bisweilen sieht man auch grünflammige Schichten. Hier kommen Fossilien vor, die jedoch sehr selten sind. Das am besten erhaltene, in 3,5 Meter Höhe gefunden, ist *Platysolenites antiquissimus* EICHW. Auch ein *Hyalolithus* sp., gefunden 4,89 Meter über der Basis des Schiefers, scheint vorzuliegen. Von der unterliegenden Schicht nicht scharf getrennt . . . . . 16,00 Meter
- IX *Tonschiefer*, grün, zu unterst mit eingemischten Sandkörnern und in einigen Schichten sogar sandsteinartig. In solchem Gestein wurden nicht selten konisch geformte Körperchen von derselben Art wie das *Monocraterion* TORELLS oder die von JOHNSTRUP erwähnten Kegel in dem Nexö-Sandstein gefunden . . . . . 1,15 »
- VIII *Sandstein*, grünlich, feinkörnig, etwas kalkig, durch Verwitterung bisweilen etwas braunfleckig, dickbänlig. In der untersten Bank sind Bruchstücke von *Tonschiefer* gewöhnlich, so dass das Gestein dadurch ein beinahe konglomeratartiges Aussehen bekommen kann . . . . . 1,67 »
- VII *Tonschiefer*, grün oder grüngrau mit dünnen Sandsteinbändern und nach oben ganz in grünlichen Sandstein übergehend . . . 1,00 »
- VI *Sandstein*, grünlich, dünn-schieferig . . . 0,60 »
- V *Sandstein*, graugelb. z. T. braunpunktiert, nur hier und da zugänglich (siehe weiter folgende Schicht) . . . . . 4,00 »
- IV *Sandstein*, mit grossen braunen Flecken (*Tigersandstein*), in dicken Bänken verteilt.

	(Die Grenze zwischen diesem und dem überliegenden Sandstein verläuft nahe an der Mitte einer 0,5 Meter dicken Sandsteinbank)	0,85 Meter
III	<i>Sandstein</i> , graugrün, braunpunktiert, dickgeschichtet; in einigen Schichten ist dieser Sandstein oft braunfleckig wie der Tigersandstein . . . . .	0,50
II	<i>Sandstein</i> , grünlich, dünn-schichtig; ohne scharfe Grenze gegen die Unterlage.	
I	<i>Tonschiefer</i> , grau-wackenartig mit dünnen Bändern von Sandstein und z. T. recht bedeutenden Linsen von Kalkstein. In dem Schiefer findet man mehr oder weniger allgemein 0,3 Millimeter breite glänzende Striemen (Fossilien?), die an die nicht thecatragenden Äste von Graptolithen erinnern.	1,90
	Die ganze Sedimentserie bis zum unteren Teil des Kakirits hat also eine Mächtigkeit von wenigstens . . . . .	167,73

An der Stelle, wo dieses Profil aufgenommen wurde, konnte das Liegende der Silurserie gegen das Urgebirge nicht beobachtet werden. An der nordöstlichen Ecke des Luopahta sind diese Teile der Serie besser entblösst. Hier sieht man, dass ein schönes, grobes Konglomerat den untersten Teil der Silurserie bildet und direkt den Syenit überlagert. Es hat nur unbedeutende Mächtigkeit, und der Syenit scheint an der Oberfläche nur sehr unbedeutende Veränderungen in seiner normalen Beschaffenheit erlitten zu haben.

Die klastischen Bildungen der Silurformation können auch an ein paar mehr nach Westen gelegenen Stellen im Luopahta beobachtet werden. Sie werden aber auch in dieser Richtung bald von Schutt (Talusbildungen oder Moränenmaterial) überdeckt. Zwischen dem Luopahta und dem im Nordwesten ge-



legenen Kaisepakte sind die Silurbildungen nur als zahlreiche, in der Fortsetzung der fest anstehenden Massen vorkommende Blöcke zu finden. In den steilen Gehängen des Kaisepakte kommen sie aber wieder zum Vorschein. Sie befinden sich hier in ähnlicher Lage wie im Luopahta, d. h. sie liegen beinahe horizontal zwischen Urgebirge (Kaisaniemigranit) und übergeschobenen kataklastischen Gesteinen. Das Vorkommen kann in Einzelheiten — aber nicht ohne Gefahr — der ganzen nordöstlichen Seite des Kaisepakte entlang studiert werden. Auf der nordwestlichen Seite des Bergmassivs findet man in einer tiefen Schlucht die Silurschichten und die sie überlagernden kataklastischen Gesteine sehr gut entblösst, ein Vorkommen, das besonders interessant ist, weil es beweist, dass die Silurschichten in der Tat unter den kataklastischen Massen des oberen Luopahta sich fortsetzen.

Die weitere Fortsetzung der Silurbildungen folgt in der Mitte des Pessistales, wo der Pessisjokk seinen Lauf z. T. in die silurischen Gesteine eingeschnitten hat. Weiter nach Nordwesten finden wir dieselben Gesteine im Wuoskowara, von dessen niederen nördlichen Absätzen sie unter der Schuttbedeckung wahrscheinlich nach dem Mjelleniemi fortstreichen.

Im niedrigen Lande zwischen der Station Stordalen und Torne Träsk werden die Silurschichten mit reduzierter Mächtigkeit wieder sichtbar. Auch hier sind sie im Westen von kataklastischen Gesteinen überlagert. Es scheint nicht bezweifelt werden zu können, dass die weitere Fortsetzung an dem nächstgegenüberliegenden anderen Ufer des Torne Träsk zu suchen ist.<sup>1</sup> Am Ortojokk und Maivatjäkko an der nördlichen Seite des Torne Träsk begegnet man nämlich — wie von mehreren Beobachtern festgestellt worden ist — denselben geologischen Verhältnissen wie den eben beschriebenen, die für die Silurzone an der Südseite des Sees charakteristisch sind.

<sup>1</sup> Die Tatsache, dass — wie es sich erwiesen hat — eine scharf ausgeprägte, zur Hochgebirgszone transversale (NNW-liche) Flexur der Längsrichtung des Torne Träsk-Beckens folgt, bleibt für diese Frage offenbar ohne Bedeutung.

Im Westen des Luopahta, an der Ostseite des *Kuobletjäkko*, kommen klastische Bildungen von derselben Beschaffenheit wie in jenem Gebirge vor. Der unterste Teil dieser Schichten ist nicht sichtbar, liegt aber ungefähr 100 Meter höher als das Liegende der Silurformation im Luopahta und besteht demgemäss wahrscheinlich aus den kataklastischen Gesteinen (siehe die Karte). Die sichtbare Mächtigkeit der klastischen Serie im Kuobletjäkko ist ungefähr 120 Meter und ihre Zusammensetzung die folgende:

Zu oberst: Blauquarz (= blaugrauer Quarzit)  
 Kohlige Phyllite  
 Tonschiefer  
 (Kataklastische Gesteine)  
 Tonschiefer  
 Quarzit  
 Tonschiefer  
 Dolomit

Zu unterst: Glasiger Blauquarz.

Wie im Luopahta ruhen übergeschobene kataklastische Gesteine auf diesen Schichten. Die Überschiebungsebene liegt aber ungefähr 150 Meter höher als im östlichen Luopahta und hat eine grössere Neigung nach Südwesten, nämlich 15—20°. Das Fallen der Schichten hat auch dasselbe Mass, und überhaupt haben die klastischen Bildungen des Kuobletjäkko eine viel mehr gestörte Lage und zeigen grössere Einwirkungen von Druck als diejenigen des Luopahta. Keine Fossilien sind im Kuobletjäkko gefunden worden.

Im *Westen von dem Pessistale und im Wuoskovara* ist das Verhalten der Silurlagen zu den kataklastischen Gesteinen ein sehr eigentümliches. Wenn man nämlich von der Nordwestseite des Pessistales die südöstliche Böschung des Wuoskovara hinaufwandert, sieht man, dass rückenförmige Massen von Mylonit sich über die Umgebung etwas erheben und in südlicher oder südwestlicher Richtung fortstreichen. Im



Wuoskovara kommen, in den Einsenkungen zwischen diesen Rücken, Silurschiefer eingelagert vor. An 5 Stellen längs dem nordöstlichen Rande des oberen Teiles des Wuoskovara findet man, dass die Silurgesteine das Wuoskowaramassiv in südwestlicher Richtung durchstreichen und sich nach den steilen Wänden des Suoraäive fortsetzen, um dort von kristallinischen Gesteinen überlagert zu werden (vergl. die Karte und das Profil). Aber auch längs den gegen Nordosten gewandten Abhängen des Wuoskovara findet man eine Überschiebung, wodurch die ganze Masse des Wuoskovara gleichwie die kataklastischen Gesteine im Kaisepakte und Luopahta über die flachliegenden Silurschichten am Fusse des Gebirges geführt worden sind. Nur an den 5 genannten Stellen drängen sich die Silurschichten steil aufgerichtet durch die überlagernden Mylonite. An der nördlichen Ecke des Wuoskovara ist die Überschiebung nicht mehr deutlich, obwohl der Silur (»Blauquarz«) hier in dem niedrigen Gelände am Fusse des Gebirges sich ausbreitet. Es ist m. E. wahrscheinlich, dass die Überschiebung im Wuoskovara im ganzen nur sehr unbedeutend und möglicherweise von sekundärer Natur gewesen ist. Jedenfalls scheinen die Mylonite des Wuoskovara mit den archaischen Graniten verwandt zu sein. Man beachte besonders das Vorkommen kleiner Massive eines dioritartigen Gesteins sowohl in dem archaischen Granit am Fusse des Wuoskovara wie auch in der übergeschobenen Mylonitmasse dieses Gebirges (vergl. die Karte). In dem dem Mylonit zugehörigen Diorit wurde auch ein kleiner Gang von gequetschtem Pegmatit beobachtet.

Gestützt auf seine oben erwähnten Untersuchungen über den Fossilgehalt der Luopahtaschichten, verglichen mit stratigraphischen Studien im Kaisepakte und im Pessistal,<sup>1</sup> rechnet JOH. CHR. MOBERG *alle die fraglichen ungestörten klastischen Bildungen zu den Olenelluslagern*. Die Hauptmasse dieser

<sup>1</sup> Ausser im Luopahta ist nur ein Fossilfund (*Platysolenites antiquissimus*) im Pessistal gemacht worden.

Bildungen dürfte daher *silurischen Alters* sein und als *kambriische* Sedimente bezeichnet werden können.

#### Die kataklastischen Gesteine.

*Kataklastische Gesteine und harte Schiefer* nehmen die höchsten Teile des Luopahta, Kaisepakte, Kuolkotjäkko etc. sowie Wuoskovara und den westlichen Teil des Flachlandes am Torne Träsk zwischen Stordalen und Abisko ein. Überall, wo man die geologischen Verhältnisse hat näher untersuchen können, trennt eine *scharf ausgeprägte flachliegende Dislokationsfläche* die klastischen Silurbildungen von den dieselben überlagernden kataklastischen Gesteinen.<sup>1</sup> Die Mächtigkeit der letzteren beträgt im Luopahta ungefähr 200 *m*, wozu noch beinahe 100 *m* für die Dicke der die höchsten Gipfel dieses Gebirges einnehmenden sog. Hartschiefer kommen. Die ganze übergeschobene Masse hat also jetzt im Luopahta eine Mächtigkeit von ungefähr 300 *m*.

Die kataklastischen Gesteine können im Felde petrographisch nicht bestimmt werden. Sie ähneln oft Quarziten oder Hälleflinten. In der unmittelbaren Nähe der Überschiebungsfläche sind sie so dicht von kleinen mattglänzenden Kluftflächen in allen Richtungen durchzogen, dass reine Brüche im Gestein mit dem Hammer nicht hervorgebracht werden können. Sonst sind sie ziemlich harte, dichte Gesteine von grauer Farbe, oft mit einer hellen, ziemlich dicken Verwitterungshaut. Durch letzteres Verhalten können sie von den Quarziten leicht unterschieden werden. Gesteine von dieser Beschaffenheit, die in den östlichen Hochgebirgsgebieten Schwedens mehrmals angetroffen worden sind, nannte F. SVENONIUS *Kakirite* nach ihrem Vorkommen am See Kakir unweit des Stora Sjöfallet in Lappland.

<sup>1</sup> Mehrmals sind aber — besonders in der Nähe der Überschiebungsfläche — kleinere in den kataklastischen Bildungen eingelagerte Silurgesteine beobachtet worden.



Unter dem Mikroskop findet man, dass die Kakirite der Torne Träsk-Gegenden — wo sie sehr reichlich auftreten — immer eine Mikrobrecienstruktur besitzen. Sie sind also als *kataklastische Gesteine* nach der von KJERULF eingeführten Bezeichnung oder als *Mylonite*, wie LAPWORTH Gesteine derselben Art nannte, zu bezeichnen (vergl. Fig. 8, 9, 10). Im Folgenden wird neben der Bezeichnung *kataklastische Gesteine* auch die kürzere *Mylonit* verwendet werden.

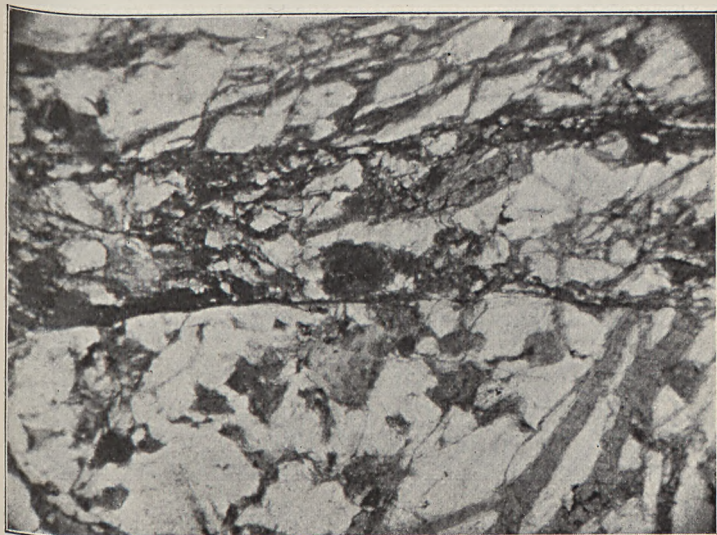


Fig. 8. Mikrophotographie von einem »Kakirite« aus den nordöstlichen Gehängen des Luopahta. Vergr. 16 ×. Gewöhnliches Licht.

Die kataklastischen Gesteine der östlichen Gebirgsmassen Luopahta, Kaisepakte und Kuobletjäkko enthalten immer Alkalifeldspate als überwiegende Gemengteile. Im östlichen Luopahta enthalten sie nur solche Feldspate und braune Hornblende nebst sekundären Mineralen, Epidot, Chlorit und Glimmer. Letztere treten als eine die scharfeckigen Feldspatfragmente, aus denen das Gestein hauptsächlich zusammengesetzt ist, zementierende Ausfüllungsmasse auf (siehe Fig. 8). Diese Tatsachen scheinen nicht anders gedeutet

werden zu können, als dass ein gequetschter Syenit vorliegt. Dafür spricht auch die chemische Zusammensetzung, wie aus der Analyse 1, S. 981, ersichtlich ist.

In dem westlichen Teile des Luopahta finden wir kataklastische Gesteine, die ausser den dominierenden Alkalifeldspaten auch gequetschte Quarzkörner enthalten. Dieselben scheinen aus Quarzsyeniten oder Graniten durch Zermahlen entstanden zu sein. Als zementierenden Gemengteil enthalten sie hauptsächlich Muskovit. Makroskopisch sind



Fig. 9. Mikrophotographie eines Quarz-Syenit-Mylonits von dem westlichen Luopahta. Vergr. 18  $\times$ . Nic. gekr.

sie dichte Gesteine und ziemlich hart. Im Kuobletjälko finden wir ähnliche Typen. Auf dem Rücken dieses Berges liegen grosse, von Schmelzwasser ausgewaschene Schuttmassen, in denen kataklastische Gesteinstypen als Blöcke reichlich vertreten sind. Man findet unter denselben auch solche, deren kataklastische Struktur auch makroskopisch sichtbar ist, und die als Zwischenformen der dichten Mylonite und der gewöhnlichen primärstruierten Granite und Syenite bezeichnet werden können.

Solche unvollständig zermalmte massige Gesteine sind



auch mehrmals fest anstehend an den Seiten des Luopahta, Kuobletjåkko und Wuoskovara gefunden worden.

Kataklastische Gesteine von derselben Art wie der eben beschriebenen sind gefunden im ganzen Profilgebiet zwischen dem Torne Träsk und der norwegischen Grenze. Sie scheinen stets den kristallinen Hochgebirgsbildungen unterzulagern und liegen entweder direkt auf dem Grundgebirge oder sind



Fig. 10. Mikrophotographic eines Quarz-Syenit-Mylonits vom Atjaktjåkko. Vergr. 18  $\times$ . Nic. gekr.

von diesem nur durch flachliegende rein klastische Gesteine — meistens »Blauquarz« oder Tonschiefer — geschieden. Es mögen hier einige Lokalitäten, wo die kataklastischen Gesteine besonders gut studiert werden können, etwas näher beschrieben werden.

*Das kataklastische Gestein an der Eisenbahnstation Abisko.* Die Eisenbahn durchquert zwischen der Station Abisko und der Touristen-Haltestelle Abiskojokk einige Berghügel, in

denen ein sehr interessantes kataklastisches Gestein entblösst worden ist. Dasselbe hat makroskopisch ein eigenartiges, aber ziemlich schwerbestimmbares Aussehen, nämlich dichte Struktur und graue Farbe. Teilweise tritt Schieferigkeit deutlich hervor, zum Teil aber ist das Gestein beinahe massig, und dann wird auch eine gleichsam gebrochene Körnigkeit makroskopisch sichtbar. Bisweilen können in der grauen Masse graue Quarzkörner und gebrochene grössere Feldspat tafeln nebst Andeutungen einer grobgranitischen Struktur wahrgenommen werden. Die Gesteinsmasse dieser Hügel zeigt auch im Ganzen eben die für Granite, auch metamorphosierte, so kennzeichnende Homogenität hinsichtlich Zu-

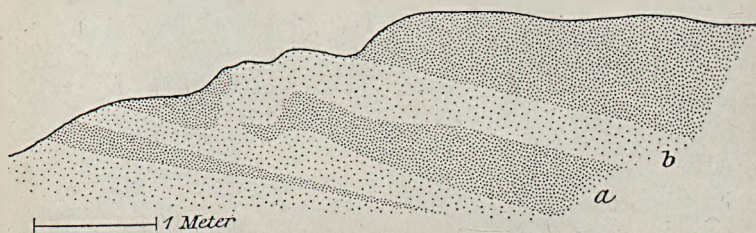


Fig. 11. Kataklastische Gesteinsmassen, gangförmige Durchdringungen zeigend. Eisenbahndurchschnitt 2 km östlich von der Station Abisko.

sammensetzung und Struktur. Es scheint auch keinem Zweifel unterliegen zu können, dass in diesem Abisko-Gestein ein gequetschter Granit, wahrscheinlich ein grobkristalliner Granit von dem Wassijauretypus, vorliegt.

2 Kilometer östlich von der Station Abisko gibt es einen anderen Durchschnitt im kataklastischen Gestein, das eine ähnliche Beschaffenheit wie der beschriebene Typus aufweist. Hier tritt aber auch ein mehr hellgefärbter Mylonit auf, dessen matte Verwitterungsflächen einen Gehalt an Feldspat angeben. Dieser scheint den dunkleren Typus gangförmig zu durchsetzen (Fig. 11), und es zeigt sich, dass das Durchqueren älter ist als die kataklastische Quetschung der beiden Gesteine. Wahrscheinlich sind es archaische Granite verschiedenen Alters, die auf einmal dynamometamorph umge-



wandelt worden sind. In den Myloniten des Wuoskovara und Kaisepakte sind einige Mal gequetschte Pegmatite und Diorite angetroffen worden, die den ähnlichen Gesteinen des naheliegenden Urgebirges zu entsprechen scheinen, gleichwie im Ganzen die übergeschobenen Mylonite hinsichtlich ihrer Zusammensetzung mit den archaischen Gesteinen der benachbarten Gegenden übereinstimmen.

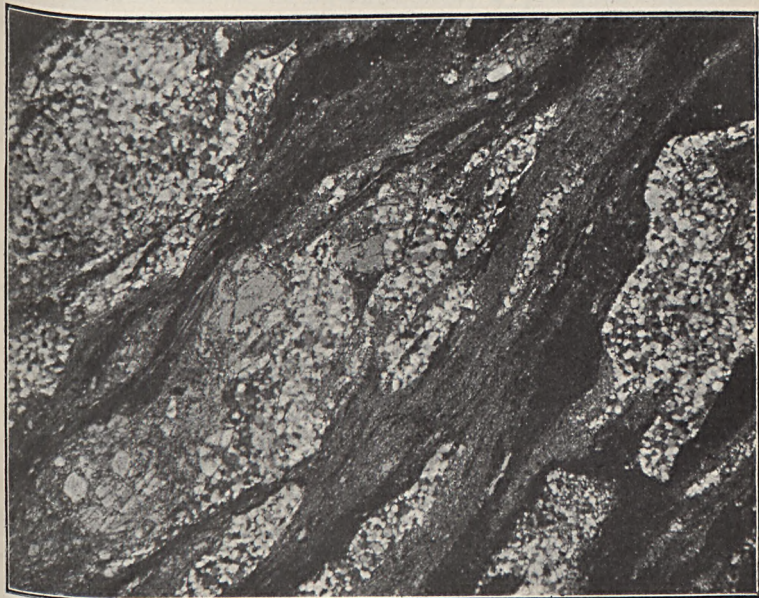


Fig. 12. Kataklastischer Granit nördlich von Sjängeli. Die Feldspate sind in ein sericitisches Glimmergewebe verwandelt, und der Quarz ist granuliert. Vergr. 18 ×. Nic. gekr.

Am Fusse des Hochgebirgsmassivs Nuolja können mehrorts kataklastische Typen beobachtet werden. So *am Tornehamn*, wo geschieferter Granit in den kataklastischen Bildungen gefunden worden ist. An der Ostseite des Nuolja beobachtet man nur kleinere Massen von Gesteinen, die den typischen Myloniten zuzurechnen sind. Hier ist nämlich der sog. Hartschiefer der allgemein herrschende Gesteinstypus. Im Südwesten des Sees Abiskojaure an den beiden Seiten des

Gebirgsflusses Häikamajokk sind die massig-kataklastischen Gesteine sehr weit verbreitet. Sie bauen auch zum grossen Teil die Gneissareale nördlich vom Sjangeli-Erzfeld auf. Mikroskopisch zeigen die Sjangeli-Mylonite oft sehr interessante Strukturformen, die vermuten lassen, dass in diesen Gegenden eine Rekristallisation des kataklastischen Materials begonnen hatte (Fig. 12).



Fig. 13. Kataklastisches Gestein, aus einem älteren Schiefer durch Quetschung und Faltung entstanden. Läktatjälkko. Vergr. 8  $\times$ . Nic. gekr.

In dem südwestlichen Teil des hier behandelten Hochgebirgsgebietes ist kataklastischer Granit auch beobachtet worden, z. B. in den südlichen Abhängen des Wuottasreita, wo er schiefrig entwickelt und dem Tornehamntypus sehr ähnlich ist. Die kataklastischen Gesteine der Hochgebirgsgebiete im Südwesten des Torne Träsk sind aber oft eines ganz anderen Ursprungs als die eben behandelten massig-kataklastischen Typen. Zwischen Tornehamn und dem Wassitjälkko wie auch im Süden am See Abiskojaure und von dort bis nach Sjangeli



beobachtet man nämlich oft kataklastische Typen, die geologisch wie petrographisch offenbar aus den Grundgebirgsschiefern durch mechanische Deformation, Quetschung und Faltung hervorgegangen sind. Fig. 13 zeigt die mikroskopische Struktur eines solchen aus archaischem Schiefer entstandenen kataklastischen Gesteins. In den westlichen Bergmassiven des Kartengebietes, Låktatjåkko, Kedjetjärro, Wassitjåkko und Wuottasreita, sind solche kataklastische Typen ganz allgemein, was von grosser Bedeutung für die tektonischen Fragen, namentlich für das Überschiebungsproblem, ist. Das Grundgebirge enthält nämlich eben in denselben Gegenden neben dem Granit mächtige Komplexe archaischer Schiefergesteine. Dieses Verhalten entspricht ganz dem Vorkommen syenitisch zusammengesetzter Mylonite in den östlichen Hochgebirgsmassiven, wo Syenite einen bedeutenden Teil des benachbarten Grundgebirges ausmachen, und die Tatsachen sprechen also dafür, dass diese dem Silur überschobenen kataklastischen Massen den angrenzenden archaischen Gebieten entstammen.

#### Die sog. Hartschiefer.

Der Name Hartschiefer ist eine bei den geologischen Forschungsreisen in den nordskandinavischen Hochgebirgsgebieten seit lange gebrauchte Bezeichnung für schiefrige und geschichtete, meistens dichte Gesteine von hälleflintartigem, bisweilen quarzitähnlichem Aussehen. Dass sie aber mit den oft in der Nähe vorhandenen vielgestalteten Quarziten nicht identisch sein können, lehren schon ihre oft deutlichen Verwitterungshäute. Unter dem Mikroskope erweisen sie sich oft als feldspatreiche Gesteine, oder sie führen Glimmerminerale, Granat u. s. w. als wesentliche Gemengteile. Sehr oft bestehen sie aus einem äusserst feinkristallinischen Gemenge von Quarz und Feldspat mit dünnen, feinfasrigen Häutchen von Glimmer. Grössere, jedoch mikroskopische, gerundete Stücke von Feldspat liegen hie und da in der schiefrigen Masse eingestreut.

Die makroskopische Struktur der dichten oder sehr feinkörnigen Hartschiefer ist entweder *beinahe massig* oder *ausgeprägt schieferig*, oft aber in sehr regelmässiger Weise anscheinend *schichtartig* entwickelt.

*Schwach geschieferte Hartschiefer* findet man besonders in den höheren Teilen des Luopahta, Kaisepakte und Wuoskovaara sowie bisweilen in dem weiten Abiskotal. In den niederen östlichen Teilen des Nuolja kommen eigentümliche dunkelfarbige Hartschiefer von nur wenig schiefriger Struktur vor. Mikroskopisch zeichnet sich dieser Typus durch seine verworren körnige Struktur aus. Es ist in den einzelnen Fällen nicht leicht zu entscheiden, ob dieselbe nur eine kataklastische Form ausmacht und das Gestein folglich als ein Granit-Mylonit zu betrachten ist, oder ob eine wirkliche sediment klastische Struktur vorliegt.<sup>1</sup>

*Ausgeprägt schiefrige Hartschiefer* bauen die höchsten Teile der östlichen Bergmassive Puonjetjälko, Kuolkotjälko und Kaisepakte sowie Suoraäive auf. Der Gesteinsgrund des weiten Abiskotals besteht zum grössten Teil aus solchem schiefrigen Hartschiefer. Die meist dichte Masse dieser Gesteine hat ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie der eben besprochene Hartschiefertypus, ist jedoch ausgeprägt schieferig und mehr kristallinisch entwickelt. Besonders reichlich ist der Glimmer in der mikroskopischen Zusammensetzung dieses Hartschiefers vorhanden. Ein mikroklastisches Gepräge kann u. d. M. auch in diesem Falle beobachtet werden, dasselbe tritt aber durch die Schieferigkeit und grössere Kristallinität mehr zurück als bei dem vorher erwähnten Hartschiefertypus.

---

<sup>1</sup> Der Verfasser hat in seinem vorigen Bericht über das Torne Träsk-Gebiet (Geol. Fören. Förh. 25 (1903): 27 und 373) die ersterwähnte Auffassung verfochten, später aber petrographische Gründe dafür gefunden, dass die fraglichen rätselhaften Gesteine möglicherweise z. T. klastische Sedimentgesteine (Sparagmite) sein können. Vergl. auch A. E. TÖRNEBOHMS Darlegung in G. F. F. 25: 83 und 427.



Sehr interessant ist unter den Hartschiefern der dritte Typus, nämlich *der geschichtete*. Derselbe ist in einigen Gegenden der östlichen Hochgebirgsmassive, z. B. an den Westseiten des Luopahta und Kaisepakte, beobachtet worden. Besonders schön entwickelt findet man diesen Typus in den Umgebungen des Abiskojoek und an den südlichen und westlichen Ufern des Torne Träsk. Dem Abiskotal entlang kann man den geschichteten Hartschiefertypus verfolgen bis zum Abiskojaure und von diesem See weiter nach Westen in das Tal des Häikamajokk. Mit reduzierter Mächtigkeit scheint er hier mehrorts vorhanden zu sein und ist auch in den erwähnten »Fenstern« im Kårsåvagetal beobachtet worden.

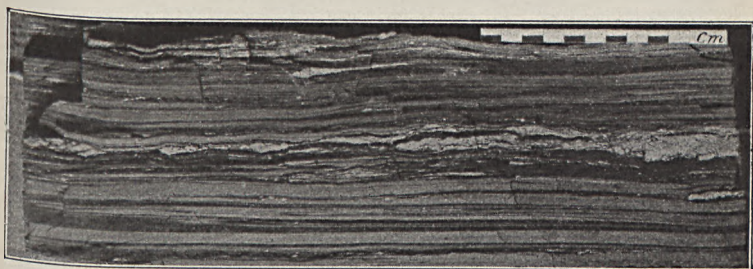


Fig. 14. Geschichteter Hartschiefer vom Abiskojoek, Torneträsk. Autotypie von einem grösseren Stücke des Gesteins.

Die Schichtstruktur ist meistens sehr schön und regelmässig entwickelt und besteht in einem Wechsel von hellgrauen und dunklen Lagen von sehr feinkörniger bis dichter Struktur (Fig. 14). In einigen Fällen sind die Schichten äusserst dünn, gewöhnlich haben sie eine Dicke von ein bis zwei Zentimeter. Immer folgen die Schichten sehr regelmässig auf einander, zeigen aber durch Zerreibungen und Fältelungen nicht selten Störungen des regelmässigen Schichtenbaues. Längs dem Torne Träsk am Mjelleniemi, Abiskosuolo und auf dem Pieskenjarka, wo, wie oben erwähnt, eine gegen die Gebirgskette transversal fortstreichende Faltung sich geltend macht, findet man den gebänderten Hartschiefer oft sehr stark

gefaltet und die Schichtstruktur gestört oder bisweilen sogar vertilgt (Fig. 15).

Im Abisko-Kañon beobachtet man oft rotgefärbte Adern und Nieren, die in dem geschichteten Hartschiefer eingelagert

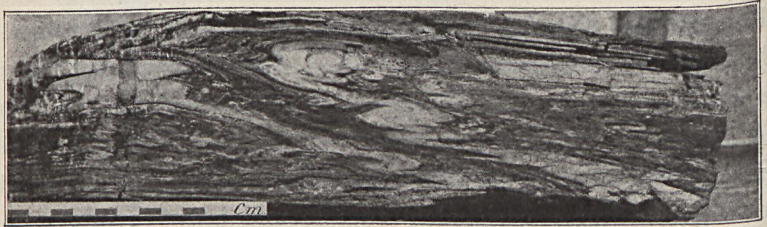


Fig. 15. Gefalteter Hartschiefer von Abiskosuulo im Torneträsk. Autotypie von einem grösseren Stücke.

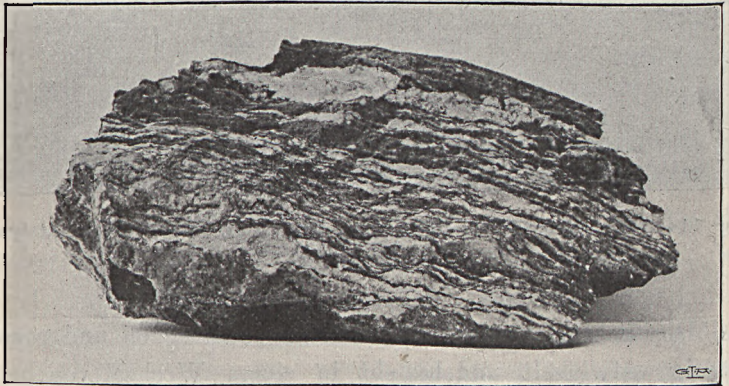


Fig. 16. Hartschiefer vom Abiskojokk mit blassroten Adern von Quarz-Feldspat-Masse. Autotypie eines Handstücks in natürlicher Grösse.

sind. Stellenweise ist derselbe so reich an Einlagerungen dieser Art, dass er ganz wie ein roter Adergneiss aussieht (Fig. 16). Es giebt auch sehr feinschiefrige Varietäten, in denen die Aderstruktur nur mikroskopisch hervortritt (Fig. 17).

Diese Aderstruktur wurde von mir anfänglich als eine Reliktstruktur eines ursprünglich vorhandenen, nun zerquetschten granitischen Gesteins aufgefasst. Ich ging eidab von der



durch mehrere Umstände gestützten Auffassung aus, dass die Hartschiefer geschieferte Mylonite seien. Für diese Auffassung sprach das Zusammenauftreten der beiden Gesteine im Felde wie auch die Schwierigkeit, bestimmte Grenzen zwischen denselben zu finden; ferner die Tatsache, dass nach chemischen Analysen keine wesentliche Verschiedenheit in der Zusammensetzung solcher Gesteine und derjenigen gewöhnlicher Granite

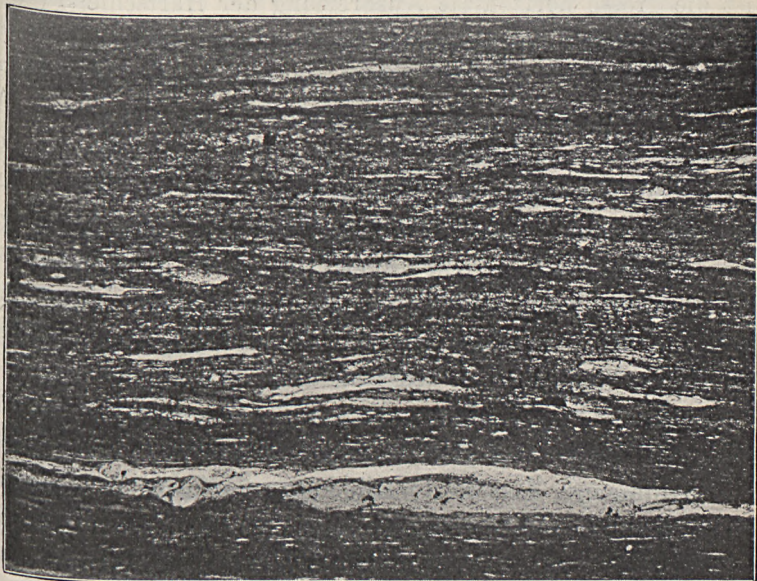


Fig. 17. Mikroskopische Aderstruktur im Hartschiefer von dem Abisko-Kaňon Vergröss. 19  $\times$ . Ohne den Analysator des Mikroskopes photographiert. Die dunkle Grundmasse hat ein äusserst feines Korn und ist sehr reich an Glimmer

zu bestehen schien (s. Analysen 6 u. 7, Seite 981). Auch in der Struktur zeigen die Hartschiefer, der gebänderte Typus nicht ausgenommen, starke mechanische Deformationen, die es mir wahrscheinlich machten, dass die Hartschiefer Endprodukte der dynamischen Metamorphose seien. In Übereinstimmung hiermit wurde die sehr regelmässige Schichtstruktur der Hartschiefer am Abisko und in anderen Gebieten, wenn auch mit einigem Bedenken, als eine metamorphische Druckstruktur aufgefasst. Die Litteratur der regionalmetamorphi-

schen Gebiete der Welt enthält mehrere Beispiele dafür, dass Schichtstrukturen, gleich regelmässig wie diejenige des Abiskohartschiefers entwickelt, als durch Druck entstanden gedeutet worden sind.

Indessen gibt es einige Tatsachen, die der Auffassung des Hartschiefers, besonders des gebänderten, als druckmetamorphosierter massiger Gesteine entgegenstehen. Unter diesen ist die grosse horizontale Ausbreitung der Hartschiefer (siehe die Karte) und der Umstand, dass sie regelmässig von Kalkstein überlagert werden, zuerst zu erwähnen. Der Abiskohartschiefer enthält Einlagerungen von Dolomit und wechsellagert oft in sehr regelmässiger Weise mit dünnen Lagen desselben Gesteins. Auf der kleinen Insel Abiskosuolo hat der Hartschiefer teilweise die Beschaffenheit eines hellen gebänderten Quarzits, und ebenso war auf Mjelleniemi der Hartschiefer sehr eng mit Quarzit geognostisch verbunden, während die hier auch vorkommenden Mylonitmassen ohne sichtbare Übergänge zu den Hartschiefern sind.<sup>1</sup>

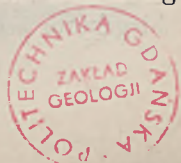
Wie diese geologischen Tatsachen, so sprechen in der Tat auch die *strukturellen Züge* der geschichteten Hartschiefer gegen die Auffassung, dass sie dynamo-metamorphische Endprodukte vorheriger massiger Gesteine seien. Ihre erwähnte Schichtstruktur ist von einer solchen Regelmässigkeit, dass sie kaum durch irgend einen anderen Vorgang als durch sedimentäre Wechsellagerung hat entstehen können, um so mehr als dieser schichtige Hartschiefer nur verhältnismässig schwache Einwirkungen von unzweideutigen Druckprozessen darbietet. Im Vergleich z. B. mit den gefalteten Hartschiefern auf Abiskosuolo und Pieskenjarka oder mit anderen in jeder metamorphischen Region gewöhnlichen, kräftig druckmetamorphosierten Schiefertypen erscheint der Abiskoschiefer nur wenig beeinflusst. Die Streckung ist sehr schwach entwickelt. Wenn

<sup>1</sup> Unmittelbare Kontakte zwischen den Myloniten und den Hartschiefern sind nur sehr selten beobachtet worden, und sie haben der Druckmetamorphose zufolge keine Aufklärung über das geologische Verhalten gegeben.



man aber annimmt, dass der Schichtenwechsel dieses beinahe horizontalen Schiefers eine Folge von Ausquetschung z. B. durch Gleitbewegungen wäre, dann muss offenbar auch eine mit dieser Bewegung parallele, sehr kräftige Struktur in dem gebänderten Schiefer vorhanden sein. Nun findet man zwar, wie in *allen* der Hochgebirgsformation zugehörigen Schieferkomplexen, auch in dem Abiskoschiefer eine nach Nordwesten gerichtete lineare Struktur, dieselbe ist aber sehr schwach entwickelt und entspricht keineswegs den Forderungen der genannten Theorie.

Angesichts dieser geologischen und petrographischen Tatsachen scheint es nicht angenommen werden zu können, dass der schichtige Hartschiefer durch Dynamometamorphose aus massigen Gesteinen entstanden ist. Andererseits erscheinen die erwähnten blassroten Quarz-Feldspat-Einlagerungen von dem Gesichtspunkte einer sedimentären Entstehung auch schwerverständlich, und für das Fehlen deutlicher klastischer Strukturen — die in der benachbarten Silurformation an den beiden Seiten der Hochgebirgskette so schön vorhanden sind — kann in solchem Falle gegenwärtig auch keine durch unzweideutige Tatsachen begründete Erklärung gegeben werden. Man darf hier zweckmässigerweise darauf aufmerksam machen, dass Hartschiefergesteine derselben Art wie die hier beschriebenen in ganz Lappland die östlichen Zonen der Gebirgskette aufbauen. Immer sind es makroskopisch dichte, graue Gesteine, aus scharfeckigen Fragmenten hauptsächlich von Feldspat und Quarz zusammengesetzt. Im Felde sind sie meistens als »graue Sparagmite« bezeichnet. Obwohl sie sehr oft und von vielen Geologen bei Forschungsreisen in diesen nördlichen Gegenden beobachtet worden sind, kennt man nur die allgemeinen Züge ihres geologischen und petrographischen Verhaltens. Ihre dichte Struktur und komplizierte Tektonik machen eingehendere Untersuchungen als die bisher ausgeführten unbedingt nötig, um ihre immerhin rätselvolle geologische Bedeutung aufzuklären.



## Die Amphibolite.

Dieselben gehören geologisch zu den Hartschiefern. Im Torne Träsk-Gebiet lagern die Amphibolitmassen unmittelbar auf den Hartschiefern. Fig. 18 giebt die Lagerungsverhältnisse, wie sie an der dem Abiskojaure zugewandten Westseite des Kierona beobachtet wurden, wieder. Das grossartige Alpengebiet, welches die mächtigen Massive Kierona, Somaslaki, Pallimtjåkko, Nissontjåkko, Tjuonatjåkko und Wäimaäive

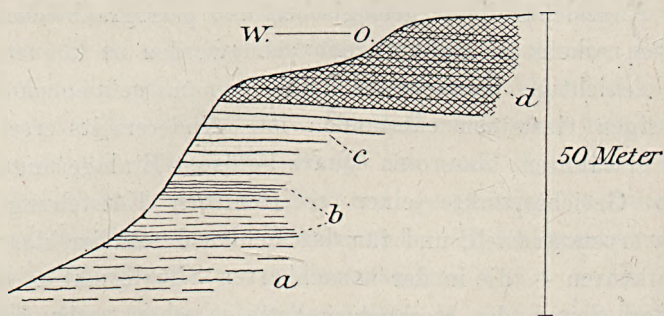


Fig. 18. Profil durch den Amphibolit und die demselben unterliegenden geschichteten Hartschiefer an der Westseite des Kierona, östlich von dem See Abiskojaure.

umfasst, besteht aus Amphibolit. Das Gestein ist kleinkörnig und ziemlich stark geschiefert. Die Schieferigkeit zeigt nicht selten eine deutlich lineare Anordnung. Daneben ist aber auch eine ebenflächige Parallelstruktur, die bisweilen einer Schichtung ähnelt, sichtbar. Die Zusammensetzung scheint nicht sehr zu wechseln. Der Hauptgemengteil ist eine dunkelgrüne Hornblende. Gewöhnlich sind nur untergeordnete Mengen von den hellen Mineralen vorhanden. Der Ursprung dieser Amphibolite kann nicht bestimmt angegeben werden. Im Torne Träsk-Gebiet sind nämlich keine eruptiven Kontakte zwischen den Amphiboliten und den Schiefern zu sehen. Dagegen hat man derartige Kontakte in anderen Teilen der Gebirgskette beobachtet. Mächtige Komplexe von Amphiboliten,



bisweilen mit Gabbros oder Gabbrodiabasen verknüpft, kommen nämlich in der Nähe der östlichen Grenze der skandinavischen Kette regelmässig vor. An der nördlichen Seite des Torne Träsk nehmen gewaltige Amphibolitmassen in der Hochgebirgsformation eine ähnliche Lage wie in den südlichen Abiskoalpen ein. Weiter nach Süden finden wir als Fortsetzung der Abiskoalpen die grossen Grünsteinmassive des Pärsojtjåkkö und Kebnekaisse.<sup>1</sup> Dann folgt das weit ausgedehnte Amphibolitgebiet zwischen Stora Sjöfallet und Kvikkjokk, welches die Sarekmasive enthält. Im Süden von dem Westende des Sees Hornafvan befindet sich etwas westlich von der Hochgebirgsgrenze ein kleineres langgestrecktes Massiv von einer Grünsteinart. Weiter nach Süden sehen wir auf der Karte<sup>1</sup> westlich von dem See Stor Uman grosse Massive von Grünsteinen und Olivinit. Ebenso sind die Gebiete der flachliegenden Schiefergesteine in Jemtland reich an geschieferten und metamorphosierten Grünsteinen, wenn auch keine grossen Massive hier auftreten. Endlich sehen wir ganz in dem Südwestende der skandinavischen Faltungszone gewaltige Massen von Gabbro und Amphibolit im zentralen Norwegen. Auch hier gehören die Grünsteine dem Gebiete der *flachliegenden* Hochgebirgsgesteine an.<sup>2</sup>

In den westlicheren Zonen des skandinavischen Kettengebirges treten sehr regelmässig grosse Eruptivmassen von Gabbro und Granit auf. Dieselben sind aller Wahrscheinlichkeit nach postsilurischen Alters. Sie durchsetzen die Hochgebirgsschiefer aller Arten, sind aber oft sehr kräftig regionalmetamorphosiert. Demgemäss muss angenommen werden, dass ihr Hervordringen vor dem Abschluss der grossen Faltungen stattgefunden hat.

<sup>1</sup> Siehe die dem Guide 1 beigelegte Übersichtskarte von A. E. TÖRNEBOHM.

<sup>2</sup> Die Grünsteine von Jotunheimen in Norwegen sind jedoch verschieden gedeutet. TÖRNEBOHM ist der Ansicht, dass sie dem Grundgebirge angehören. KJERULF und BJÖRLYKKE führen sie als postsilurische Eruptivmassen auf.

Die Verhältnisse liegen sehr viel verwickelter in der Grünsteinzone längs der östlichen Hochgebirgsgrenze. Die Verschieferung der Eruptivgesteine ist viel kräftiger, und die geologischen Verhältnisse geben auch meistens keinen Aufschluss über die Herkunft dieser Gesteine. Nur so viel scheint unzweifelhaft, dass nämlich die Amphibolite und die Hartschiefer (resp. die Seveschiefer der südlicheren Gegenden) geognostisch eng verknüpft sind.

Am wahrscheinlichsten ist es wohl, dass die Amphibolite einmal als eruptive Massen den Muttergesteinen der jetzigen Hartschiefer angehörten, und dass die beiden Gruppen von Gesteinen durch die Differentialgleitungen in den horizontal bewegten Massen der östlichen Hochgebirgsgzonen gleichzeitig geschiefert und umkristallisiert worden sind. Es muss betont werden, dass diese Annahme in keiner Weise eine Anwendung der bekannten Theorie von Fernüberschiebungen fordert.

#### Der Kalkstein-Granatglimmerschiefer-Komplex.

*Das Nuolja-Massiv.* Über den Hartschiefern folgt in den westlichen Bergmassiven regelmässig *kristallinischer Kalkstein*. Es sind meistens blaugraue, feinkörnige, bald ebenschieferige und dünn geschichtete, bald dickbänkige, mehr oder weniger unreine Kalksteine. Trotzdem sie den Kalksteinen des östlichen Sulitelma sehr ähnlich und auch wie jene von schwarzen Schiefen begleitet sind, hat man bisher in denselben keine Fossilreste finden können. Ihr Alter gleichwie das Alter des ganzen westlichen, hauptsächlich von milden Glimmerschiefern aufgebauten Komplexes bleibt daher unentschieden, wenn es auch durch die Analogien der südlicheren Hochgebirgsgebiete sehr wahrscheinlich ist, dass die offenbar sedimentären Lagen dieses Komplexes metamorphische Silurgesteine darstellen. Es kommen mehrere, von milden Glimmerschiefern getrennte, mächtige Lagen von Kalkstein übereinander vor. Die gesamte Mächtigkeit ist nicht gemes-



sen worden, scheint aber meistens 50 Meter nicht zu erreichen. Im Nuolja haben die Kalksteinmassen besonders an der nordöstlichen Seite wahrscheinlich eine viel grössere Mächtigkeit.

Wie aus der Karte ersichtlich, kommt im Westen von Abisko bis nach Wuottasreita zwischen dem Hartschiefer und dem Granatglimmerschiefer stets Kalkstein eingelagert vor. Immer liegt derselbe sehr flach und fällt bergewärts. Die am nächsten liegende Auffassung scheint daher beim ersten Bekanntwerden mit dieser Tatsache diejenige zu sein, dass der Kalkstein ein kontinuierliches Lager unter dem Granatglimmerschiefer bildet. Eine nähere Untersuchung der Verhältnisse zeigt aber, dass die Anordnung keine so einfache sein kann. Verfolgt man dieses Kalksteinlager, so findet man, dass es nicht ganz kontinuierlich verläuft. Es ist an zwei zu der ost-westlichen Mittelachse des grossen Komplexes symmetrisch gelegenen Stellen unterbrochen, nämlich südwestlich von Tornehamn und westlich von dem See Abiskojaure. An diesen Stellen befindet sich ein absperrender Rücken, der aus dem Untergrunde auftaucht und aus einer besonderen Art kataklastischen Gesteins besteht. Weiter nach Westen und in höherem Niveau findet man wieder einen Kalkstein, der aber weniger mächtig ist und nach dem Fallen einer höheren Zone anzugehören scheint. Derselbe ist sehr konstant in der Streichungsrichtung nach Westen bis zum Wassitjälko und Wuottasreita, aber doch an mehreren Stellen unterbrochen. In solchen Fällen beobachtet man, dass seine Fortsetzung nach Westen in einem scheinbar höheren Niveau erfolgt. Immer liegt er zwischen dem Hartschiefer und dem Granatglimmerschiefer.

An der Südseite des Häikamatjälko und Wuottasreita wird der Kalkstein mehr und mehr grobkristallinisch und von neugebildeten Mineralen erfüllt. Am weitesten entwickelt ist dieses Verhältnis im Wuottasreita. Es hat ganz den Anschein, als hätten von Westen her besonders kräftige metamorphe Einflüsse sich geltend gemacht. In der Jetztzeit

gibt es aber zu den Hochgebirgsbildungen im Wuottasreita keine unmittelbaren westlichen Fortsetzungen. Die Erosion hat dieselben ganz durchgraben, und man trifft sie daher erst an den inneren Teilen des Ofotenfjords, wo sie anscheinend eine tief eingesenkte Mulde bilden.

#### Die Granatglimmerschiefer-Phyllit-Abteilung.

Wie schon hervorgehoben, wird der Kalkstein überall von Granatglimmerschiefer überlagert. Dieser Schiefer ist meistens ein sehr *mildes* Glimmerschiefergestein, oft sehr schön kristallisiert. Er enthält regelmässig *Granat* teils als pfeffergrosse Körner (auf dem Nuolja), teils aber in grossen Kristallen (wie im Läktatjäkko). Neben dem Granat kommt bisweilen Hornblende oder Staurolith vor. Auch der Biotit erscheint nicht selten als gerundete Körner in der dichten bis feinflaserigen Schiefermasse. Neben Muskovit, der sehr reichlich vorhanden ist, spielt oft der Biotit eine wichtige Rolle in der Zusammensetzung der Granatglimmerschiefer. Im Vergleich zu anderen für das schwedische Hochgebirge charakteristischen Glimmerschiefern, nämlich den sog. Seveglimmerschiefern, die meistens hart, bisweilen gneissartig sind, gehört der fragliche Granatglimmerschiefer einem weichen oder milden Typus an.

Zu den makroskopischen Charakteren des weichen Granatglimmerschiefers gehört auch eine nicht selten sehr regelmässig entwickelte, schöne Schichtstruktur (Fig. 19). Dieselbe ist derjenigen eines gewöhnlichen Ton- oder Mergelschiefers sehr ähnlich. Sehr oft kommen liegende Falten in dem Granatglimmerschiefer vor. Es ist aber eine bemerkenswerte Tatsache, dass die primäre Lagerstruktur in diesem Gestein sehr oft mit voller Deutlichkeit hervortritt.

Der Ursprung des Granatglimmerschiefers muss als unbekannt bezeichnet werden. Es scheint dem Verfasser wohl möglich, dass derselbe im Grundgebirge zu suchen ist, näm-



lich in den Sjangelischiefen, die z. T. eine ähnliche Zusammensetzung haben. Andererseits besteht ein naher geologischer Verband zwischen dem Granatglimmerschiefer und dem schwarzen Phyllit, was dafür spricht, dass ersterer zu den postarchaischen Bildungen gehört.

Sehr charakteristisch für den Granatglimmerschiefer sind die Einlagerungen von schwarzen (kohligen) Phylliten. Zu-

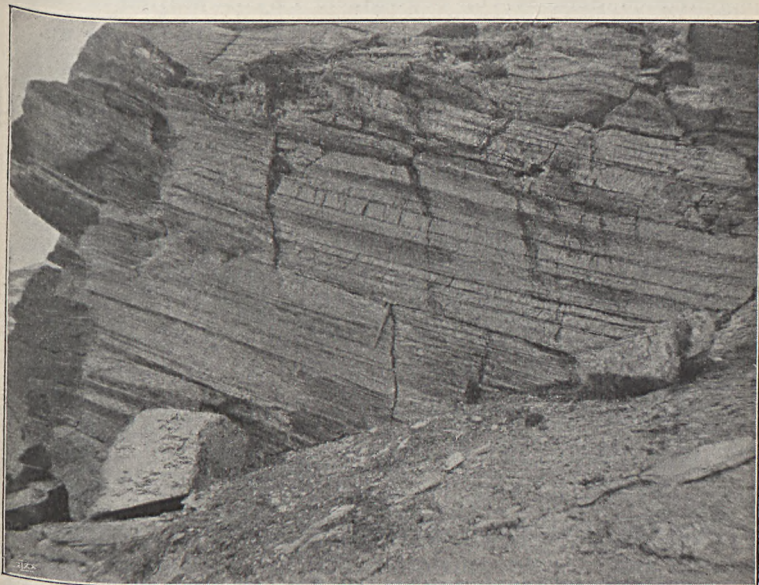


Fig. 19. Schichtstruktur im Granatglimmerschiefer. Im oberen Teil des Häikamatales.

sammen mit diesen findet man an einigen Stellen dünne Lagen von Kalkstein oder sandsteinähnlichem Quarzit. Die kohligen Phyllite treten in einer sehr regelmässigen und eigentümlichen Weise auf. Im Kårsånjounje, Tsasinnjaskatjäkko und Nuolja beobachtet man über dem Kalkstein ungefähr 14 Phyllitlagen, durch zwischengelagerte Granatglimmerschiefer geschieden. Die Phyllitlager haben eine Mächtigkeit von nur einigen bis vielen Metern. Wenn man an der Südostseite des Kårsånjounje die Querprofile über der Phyl-

litserie untersucht, findet man, dass die Anzahl der im Granatglimmerschiefer eingelagerten Phyllitlagen mehr und mehr abnimmt, je weiter man nach Südwesten hin die Untersuchung fortsetzt. Oberhalb des Punktes, wo der mächtige Kalkstein ausläuft, sind auch die meisten Phyllitlagen aus der Serie verschwunden. Wahrscheinlich laufen sie hier alle aus. Der nach Westen bis zu den südlichen Gehängen des Wuottasreita fortgehenden Schicht von schwarzem Phyllit schliesst sich die neue am Pätsojaure auftauchende Kalksteinschicht eng an.

In den höheren Teilen des Tsasinnjaskatjäkko begegnen wir zwei neuen Lagern von schwarzem Phyllit. Diese haben eine grössere Mächtigkeit und weitere Erstreckung als die vorher erwähnten. Im Tsasinnjaskatjäkko und Ladnatjärro sind sie von dünnen Kalksteinschichten und einzelnen Quarzitbänken begleitet. In den südlichen Abhängen des Ladnatjärro und Kårsävaggepakte streichen diese schwarzen Phyllite sehr regelmässig nach Westen. Auf der Nordseite desselben Komplexes liegen sie in den Höhenzügen flach ausgebreitet und nehmen daher ziemlich grosse Areale ein. Ihr Verhalten zwischen dem Läktatjäkko und Nuolja hat leider nicht endgültig erforscht werden können, und daher ist es gegenwärtig unentschieden, in welchem Verhältnis die in höheren Teilen des Gebietes auftretenden schwarzen Phyllite zu den erstbeschriebenen Phylliten stehen. Nach Südwesten senken sich auch die oberen Phyllitlager langsam. Das oberste derselben wird von einem neuen Gliede der Hochgebirgsformation, einem *grobflaserigen Glimmerschiefer*, überdeckt.

#### Der grobflaserige Glimmerschiefer.

Dies ist ein *grobstruierter, quarzgeädert* Glimmerschiefer von braungrauer Farbe und stark gefalteter Struktur. Bisweilen kommen gneissähnliche Strukturen, »Augen« und »Nieren«, in denen etwas umgewandelter Feldspat vorhanden zu sein scheint, hinzu. Ein Gehalt an Granat kann auch in



diesem Glimmerschiefer bisweilen beobachtet werden. Meistens aber fehlt dieser Bestandteil. Von dem vorher beschriebenen Granatglimmerschiefer ist übrigens der grobflaserige Glimmerschiefer durch seinen ganzen Habitus, seine mehr quarzige Zusammensetzung und buckelige oder feingefaltete Struktur meistens leicht zu unterscheiden. Er ähnelt dagegen in auffallender Weise dem zum Grundgebirge gehörigen Wassijaureschiefer. Dieser ist ein brauner Glimmer-



Fig. 20. Wenig gefalteter, grober, geschichteter Glimmerschiefer in den südwestlichen Abhängen des Wuottasreita.

schiefer oder gneissartiger Glimmerschiefer mit einer meistens sehr regelmässigen grobgeschichteten Struktur.

Bisweilen ist auch der grobe Glimmerschiefer der westlichen Gipfelmassen nur wenig gefältelt. Dies kommt an den südwestlichen Gehängen des westlichen Wuottasreita vor (Fig. 20). In solchen Fällen ist die petrographische Ähnlichkeit zwischen diesem Schiefer und dem archaischen Schiefer des Wassijaure noch grösser.

Der grobflaserige Glimmerschiefer der Hochgebirgsformation bildet die höchsten Teile des Ladnatjärro, Kåppasäive

und Kårsåvagepakte.<sup>1</sup> Auch in dem Tale zwischen dem letztgenannten Massiv und dem Kåbbletjåkko ist der Glimmerschiefer das herrschende Gestein. Weiter nach Westen treffen wir denselben in den Felsen am Kårså-Gletscher, also in den Sockelmassen des Kåbbletjåkko und Wassitjåkko, an.

Auch die niedrigen Teile des Håikamatjåkko in der Nähe des Gletschers und die steilen mächtigen Gehänge des Wuottasreita auf der Südseite desselben bestehen aus grobem Glimmerschiefer.

Auch die höchsten Teile des Wuottasreita enthalten dasselbe Gestein. Seine Lagerstellung ist hier eine sehr wechselnde. Bald stehen die kräuselig gefalteten Schichten beinahe senkrecht, bald liegen sie horizontal, und oft sieht man gewaltige Umbiegungen, an denen oft etwas Granatglimmerschiefer und sogar ein wenig Kalkstein teilzunehmen scheinen. In dem östlichen Gipfelrücken des Wuottasreita scheint der Schiefer eine fast horizontale Lage einzunehmen, was in Anbetracht der Struktur seiner dem Kårså-Gletscher zugewandten Absätze schwierig zu verstehen ist. Wenn man aber die kleine Einsenkung, die die beiden Hälften des Wuottasreita von Nord nach Süd scheidet, passiert hat, erblickt man auf einmal einen grossartigen Querschnitt durch die östliche Hälfte des Gebirges, welcher das eigentümliche Verhältnis der Lagerstellung erklärt. Wie aus den Figuren 21 und 22 hervorgeht, beobachtet man an dieser Stelle in der gewaltigen, über dem Gletscher aufragenden steilen Felswand eine grossartige Z-förmige Falte, die die Tektonik des ganzen Gebirges beherrscht. Die Hauptmasse der Falte besteht aus dem groben Glimmerschiefer, der von unten auftauchend mit gewaltigen Umbiegungen nach Norden und Süden bis an den Höhenrücken des Wuottasreita fortgeht und dort die schon erwähnte

---

<sup>1</sup> Nach einer Beobachtung von Dr. OTTO SJÖGREN sollen auf dem Kåbbletjåkko schwarzer Phyllit und Granatglimmerschiefer in grosser Ausdehnung vorhanden sein.



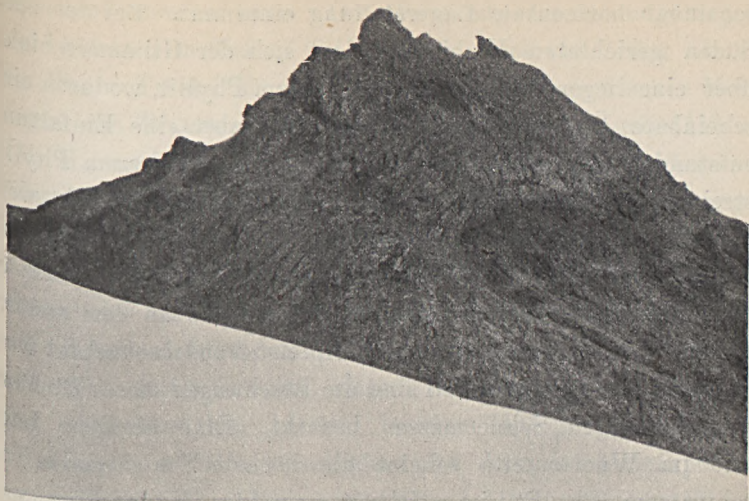


Fig. 21. Photographische Abbildung einer hohen Felsenwand im mittleren Wuottasreita. Man sieht die grosse Z-förmige, aus grobem Glimmerschiefer und schwarzem Phyllit (nach rechts) zusammengesetzte Falte.

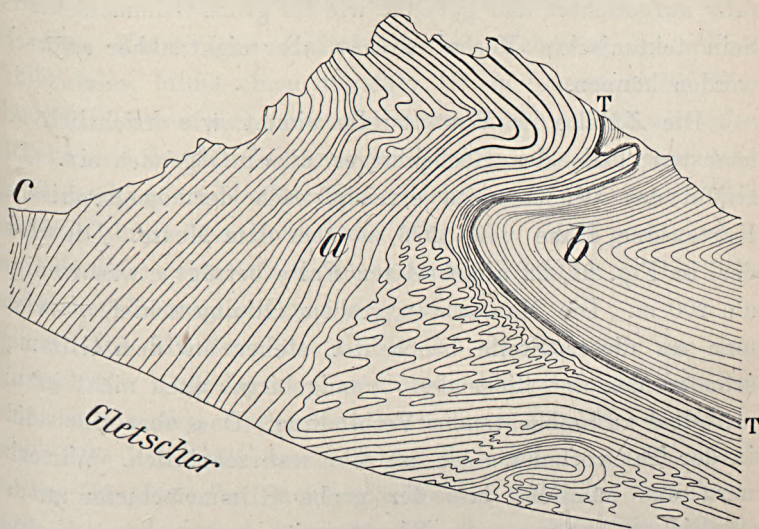


Fig. 22. Schematisierte Zeichnung der in der vorigen Figur dargestellten photographischen Abbildung der Z-Falte im Wuottasreita. *a* ist der grobe Glimmerschiefer, *b* der schwarze Phyllit und *C* der Granatglimmerschiefer. *T-T* ist die Einfaltungsfläche.

scheinbar horizontale Lagerstellung einnimmt. Bei der nach Süden gerichteten Umbiegung legt sich der Glimmerschiefer über eine liegende Falte von schwarzem Phyllit, wodurch eine scheinbare Überschiebung, in der Tat aber eine Einfaltung entstanden ist. Die liegende Falte von schwarzem Phyllit streicht von dieser Stelle, wo die Tektonik klar überblickt werden kann, längs der Ostseite des östlichen Wuottasreita und hängt daher aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem Vorkommen von schwarzem Phyllit zusammen, das an dem südöstlichen Abfalle desselben hohen Gipfelrückens beobachtet worden ist. Zum grossen Teil sind die Böschungen dieses Rückens von mächtigen Schneemassen bedeckt. Eine ähnliche Lage wie im Wuottasreita scheint die höchste Schichtmasse von schwarzem Phyllit im Kårsåvagepakte, Kåppasåive und Ladnatjärro einzunehmen.

An der nördlichen Seite der Z-förmigen Falte im Wuottasreita steht etwas Granatglimmerschiefer an. Er ist gleichfalls aufgerichtet und gefaltet wie der grobe Glimmerschiefer. Sein tektonisches Verhalten hat aber nicht näher erforscht werden können.

Die Z-Falte im Wuottasreita nimmt, wie ersichtlich, die höchsten Teile des Hochgebirges dieser Gegenden ein. Der Gipfel des Wuottasreita erreicht nach der topographischen Karte eine Höhe von 1576 *m* über dem Meere. Die Höhe der in Fig. 21, 22 abgebildeten Falte beträgt etwas weniger als 200 *m*. Die Massen von grobem Glimmerschiefer, welche man an dieser Stelle beobachtet, stehen mit dem Glimmerschiefer des unterliegenden Grundgebirges auch nicht in unmittelbar zu beobachtender Verbindung. Dass aber eine solche in der Tat vorhanden ist, ist sehr wahrscheinlich. Wir erinnern uns nämlich, dass der grobe Glimmerschiefer an den nördlichen Abhängen des Wuottasreita, wo er sehr wechselnde Lagerstellungen einnimmt, vorhanden ist und hier auch bis in die Nähe des am weitesten nach Westen im Kårsåtal gelegenen Sees, d. h. in einer Höhe von ungefähr 750 *m* ü. d. M.,



beobachtet werden kann. Die Oberfläche des Grundgebirges liegt indessen in diesem Teile des Gebietes viel höher als in dem Torne Träsk-Tal, nämlich nach den barometrischen Messungen von WALFR. PETERSSON<sup>1</sup> nördlich vom Sjangeli 1113 *m* ü. d. M., und an dem nordöstlichen Abhang von Jerbele — 5 *km* südwestlich von der Z-Falte im Wuottasreita — liegt die Oberfläche des Grundgebirges in einer Höhe von 1058 *m* ü. d. M. Die unteren gefalteten Massen im Wuottasreita nehmen also eine niedrigere Lage als die Oberfläche des nicht weit davon anstehenden Grundgebirges ein. Es ist daher wohl sehr wahrscheinlich, dass ein geologischer Zusammenhang zwischen dem groben, in der Hochgebirgsformation höchstliegenden Glimmerschiefer und dem demselben petrographisch sehr ähnlichen, zum Grundgebirge gehörigen Glimmerschiefer in der Tat vorhanden ist.

#### Die Tektonik des Kårsåtales.

Das Kårsåvage (Kårsåtal), ein Nebental des weiten Abiskotales, bildet einen ungefähr 13 *km* langen, tiefen Einschnitt inmitten des Granatglimmerschiefergebiets zwischen Abisko und der Reichsgrenze im Westen. Es hat einen sehr regelmässigen, muldenförmigen Verlauf und ein nach Osten langsam abfallendes Bodenprofil (Fig. 27). Seine geologischen Verhältnisse geben einen interessanten Einblick in die Tektonik des Granatglimmerschiefergebietes.

An der Mündung des Kårsåtales begegnen wir den dem Hartschiefer aufgelagerten mächtigen Kalksteinbänken nebst sehr bedeutenden Lagen von schwarzem Phyllit. Nachdem wir einige Kilometer hinein in das Tal und damit ein Stück in das Hangende der flach nach Westen fallenden Schichtenserie gekommen sind, begegnen wir dem milden Granatglimmerschiefer und seinen Einlagerungen von schwarzem Phyllit.

<sup>1</sup> Geol. Fören:s Förhandl. 19 (1897) 302.

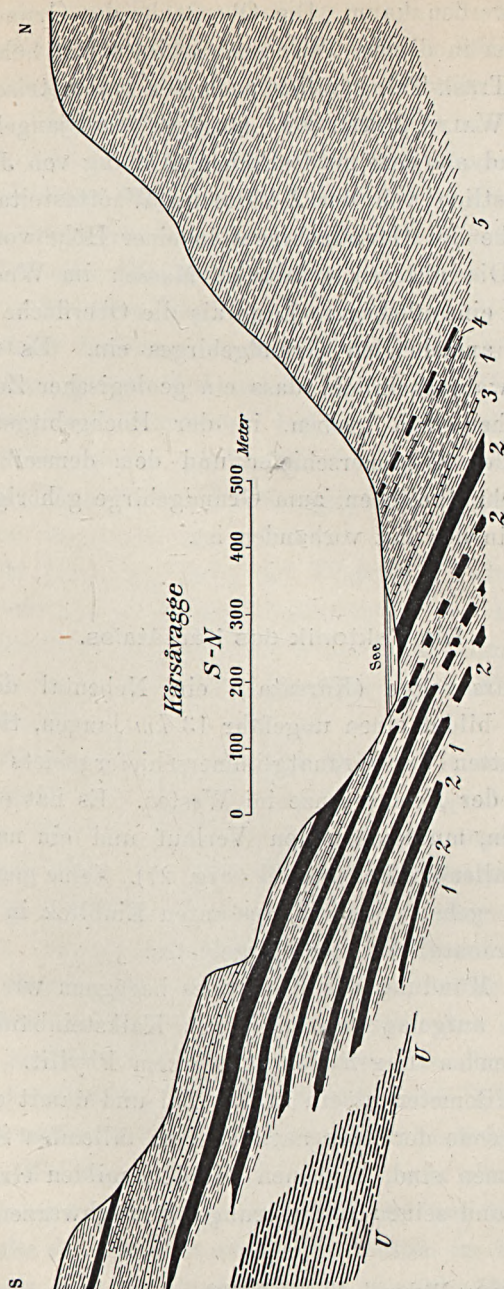


Fig. 23. Schematischer nord-südlicher Querschnitt durch den Hochgebirgsschiefer zu beiden Seiten des Kårsåvåles. *U* bedeutet archaische Schiefer, *1* und *5* Granatglimmerschiefer, *2* schwarzer Phyllit, *3* Quarzit und *4* Kalkstein. Der Höhenmassstab ist sehr übertrieben.



Wenn wir an der Südseite des Seensystems taleinwärts weitergehen, haben wir reichlich Gelegenheit, diesen Wechsel von Phyllit und Schiefer und die Tektonik des Tales zu studieren. Wir sehen da, dass das Streichen der Schieferschichten unter einem sehr schiefen Winkel von der Talmulde überquert ist. Bisweilen hat es den Anschein, als gehe das Tal ganz parallel zur Streichrichtung. Man sieht nämlich auf der Südseite des Tales die ebenen Flächen der Schiefer wie eine Bekleidung ausgebreitet, während in der nördlichen Talwand die abgeschnittenen Schichten parallel zur Talrichtung fortzustreichen scheinen. Indessen bemerkt man an vielen Stellen, dass diese Richtung schief über die Schichten und in höhere Niveaus der Schichtenserie führt. Es erweist sich bei näherer Untersuchung, dass das Fallen durchschnittlich nach NW gerichtet ist. Das Kårsåtal erstreckt sich dagegen bogenförmig in west-südwestlicher, westlicher und west-nordwestlicher Richtung. Es ist also weder ein Antiklinal- noch ein Synklinaltal, sondern von der Erosion schräg in die flachfallende Schichtenserie eingegraben (vgl. Fig. 23).

Eine Folge der Parallelität, die streckenweise zwischen der

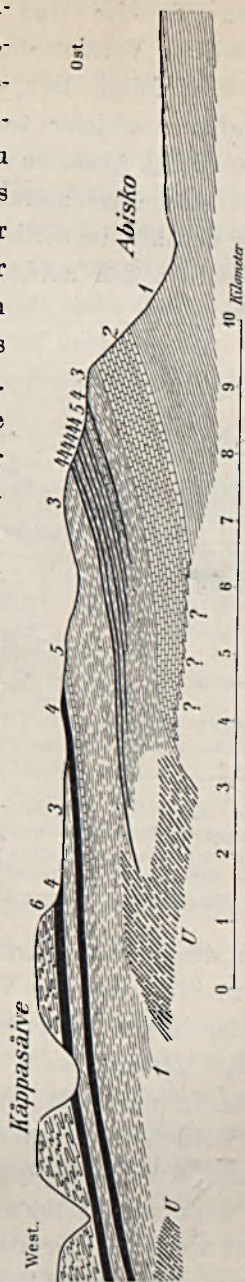


Fig. 24. Schematischer west-östlicher Querschnitt die nördliche Seite des Kårsåtales hindurch. *U* bedeutet archaische Schiefer in Fenster, emportauchend, 1 ist der Hartschiefer, 2 und 5 Kalksteinslagen, 3 Granatgimmerschiefer. Der Höhenmassstab des Querschnittes ist ungefähr doppelt so gross wie der Längensmassstab.

südlichen Talseite und den Schichten besteht, ist der eigentümliche Verlauf der Schichtgrenzen in der östlichen Hälfte des Tales. Der schwarze Phyllit und der hellgraue Granatglimmerschiefer treten nämlich in diesem Gebiet wie in den östlichen Absätzen des Nuolja wiederholt wechsellagernd auf. 14 solche Wechselungen der beiden Schiefertypen habe ich hier gezählt; im östlichen Nuolja ergab die Zählung ebenso viele, und in den nordöstlichen Absätzen desselben Massivs

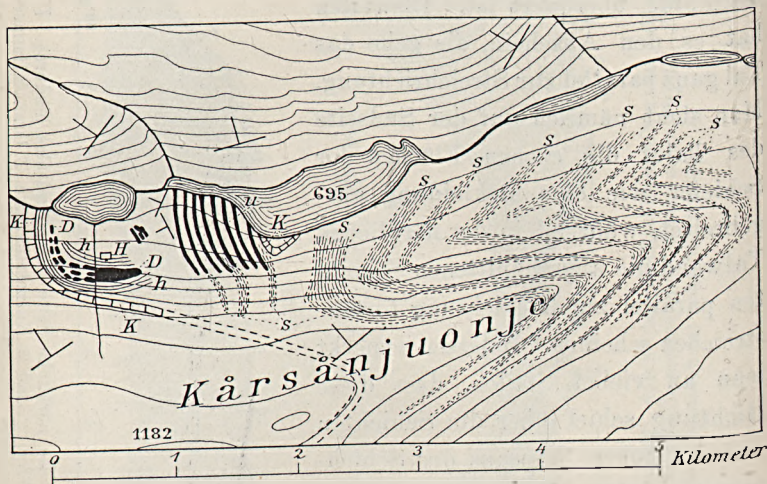


Fig. 25. Kartenbild von dem Wechsel des schwarzen Phyllits und des Granatglimmerschiefers in dem östlichen Teile des Kårsåttals. Zeigt auch das Dolomit-Vorkommen und eines der sog. Fenster dieses Tales. *U* bedeutet archaische Schiefer, *S* schwarzer Phyllit, *K* Kalkstein, *H* Hartschiefer, *D* Dolomit, *H* Grubenhütte an dem Dolomitbruch.

waren wenigstens 12, wahrscheinlich aber auch 14 vorhanden. Fig. 25 illustriert das Verhalten der beiden Schieferarten zu einander in den äusseren Teilen des Tales.

*Der Dolomit und das »Fenster« im mittleren Kårsåttal.* Gerade in der Mitte des Kårsåttales, von der Mündung bis zum Gletscher gerechnet, ist ein bekanntes Vorkommen von Dolomit, das man technisch auszunutzen versucht hat, belegen. Eine geräumige, solid aufgeführte Grubenhütte ist hier auch erbaut worden. Der Dolomit ist von einem sehr dichten Typus und von grosser Reinheit. Leider kommen zahlreiche Dia-



klasen vor, so dass nur kleinere Stücke, dieses schönen Gesteins erhalten werden konnten, und deswegen waren die Versuche, hier ein für Bauzwecke wertvolles Material zu gewinnen, nicht erfolgreich.

Der Dolomitbruch liegt ungefähr 50 m über dem Talboden am Fusse der südlichen Talseite. Hier hat der Dolomit eine Mächtigkeit von ungefähr 25 m und ist in einer ostwestlichen Länge von 40 m entblösst. Da die Lagerstellung eine flach kuppelförmige ist mit Fallen  $9^{\circ}$ – $14^{\circ}$  nach Süd, Nord oder West, so ist es sehr wahrscheinlich, dass das Gestein eine viel grössere Ausbreitung unter den Schuttmassen des Tales,

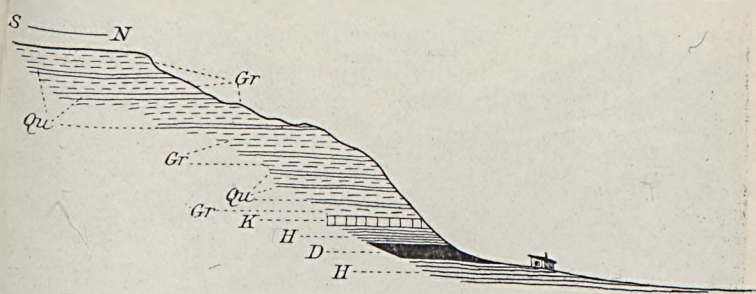


Fig. 26. Profil durch den Hochgebirgsschiefer an dem Dolomitvorkommen im Kärsätale. *H* bedeutet hier Hartschiefer, *D* Dolomit, *K* Kalkstein, *Gr* Granatglimmerschiefer und *Qu* Quarzit.

besonders nach Westen zu, hat. Das Vorkommen von angehäuften Dolomitblöcken in der Nähe bestätigt diese Auffassung. Fig. 26 veranschaulicht die geologischen Verhältnisse bei diesem Dolomitvorkommen, und Fig. 27 giebt ein Bild von dem Tale, von Osten gesehen.

Der beschriebene Dolomit ist hier wie am Abiskojokk von gebändertem Hartschiefer begleitet, und ganz wie am letztgenannten Vorkommen wird im Kärsätal der Hartschiefer seinerseits von Kalkstein und flachliegendem Granatglimmerschiefer überlagert. Der Kärsädolomit liegt aber ungefähr 400 m höher als das Dolomitvorkommen im unteren Teile des Abiskojokk und gehört offenbar zu einer Aufwölbung oder einer von dem unterliegenden Grundgebirge auftauchenden rückenförmigen

Masse. Im Osten von dem Dolomitvorkommen sieht man einen Rücken von dunkelfarbigen Schiefergesteinen, die mit deutlich westlichem Fallen das Tal überqueren und beinahe absperren. Diese Schiefer bestehen z. T. aus bleigrauen, dichten, phyllitähnlichen, granat- und biotitführenden Glimmerschiefern, z. T. aus mehr kataklastischen oder grobfasrigen, gneissartigen Gesteinen. Auch amphibolitartige, dichte Gesteine kommen vor. Aller Wahrscheinlichkeit nach gehören diese Schiefer zu einer Zone archaischer Schiefergesteine, die von



Fig. 27. Das Kårsätal an dem Dolomitvorkommen, in westlicher Richtung gesehen, nach einer Photographie. Im Vordergrund sieht man die Grubenhütte. Die weisse Masse des Kårsägletschers im Inneren des Tales ist auch sichtbar.

ähnlicher Art wie die Sjangeli- und Kuokula-Schiefervorkommen, aber von kataklastischen Vorgängen mehr als diese beeinflusst sind.

*Ein anderes »Fenster«* scheint in dem innersten Teile des Kärsotales unweit des Gletschers, an der nördlichen Seite des Gletscherflusses, vorzukommen. Hier ist der *Kalkstein* in einer kañonartigen Schlucht, die von dem Gletscherfluss gebildet worden ist, entblösst. An einer Stelle ist eine durch unterirdische Flusserosion entstandene Brücke von Kalkstein



vorhanden. Zusammen mit dem Kalkstein findet sich an dieser Stelle Hartschiefer und ein grünes Schiefergestein. Der Komplex zeigt sehr starke Faltungen mit grossen Z-förmigen Umbiegungen. Über demselben folgt im Norden der Granatglimmerschiefer. Südlich von diesem Kalksteinvorkommen, d. h. am nördlichen Fusse des Wuottasreita, begegnen wir dem groben Glimmerschiefer, der, wie wir gesehen haben, wahrscheinlich dem Grundgebirge angehört, aber in grossen schwebenden Falten sich über die Hochgebirgsschiefer ausbreitet. Das Vorkommen von Kalkstein und Hartschiefer längs dem Gletscherfluss zwischen Granatglimmerschiefer im Norden und dem groben Glimmerschiefer des Wuottasreita bestätigt also die aus anderen Verhältnissen schon gezogene Folgerung, dass jener Glimmerschiefer dem Grundgebirge angehört.

In der Umgebung des landschaftlich so prachtvollen Sees *Abiskojaure* hat der Gebirgsgrund auch die Charakter eines entblössten Urgebirges. Man findet hier nämlich einen Wechsel von Schiefergesteinen und massigen Gesteinsarten, die von anderer Beschaffenheit sind als die in einiger Entfernung von dem See liegenden Hochgebirgsschiefer. Zwar zeigen diese Gesteinsmassen Mylonit-Charaktere und könnten folglich den Myloniten zugerechnet werden. Im grossen und ganzen sind aber ihre Strukturen nicht zerstört, und sie haben eine eigene, von den Hochgebirgsgesteinen ganz abweichende einheitliche Lagerstellung, was sie entschieden von der Mylonitgesteinsformation abtrennt. Wie aus der Karte ersichtlich, zeigen die Schieferarten am *Abiskojaure* ein nord-südliches Streichen. Das Fallen ist meistens sehr steil. Eine intensive Faltung der steilstehenden Gesteine ist aber oft vorhanden, und dadurch erhalten sie eine Verschieferungs- oder »Cleavage«-Struktur, die ziemlich flach nach Westen oder Südwesten abfällt. Diese Struktur hat denselben Charakter wie die Umbiegung im *Wuottasreita*, d. h. sie besteht in dem Vorhandensein von Z-förmigen Falten, durch die der ursprünglich steilstehende Schiefer in einem System von liegenden Falten eine flache

Lagerstellung erhält. Die Umgebungen des Abiskojaure bieten sehr zahlreiche Beispiele für diese Art von Transformationen, wodurch die vertikale Schichtenstellung des Grundgebirges in eine flachliegende Schieferigkeit übergeführt wird. Oft hat es den Anschein, als wäre die ganze steilstehende Schichtenmasse zuerst nach W. oder SW. geneigt worden, worauf dann die Entstehung zahlreicher kleiner, übergekippter

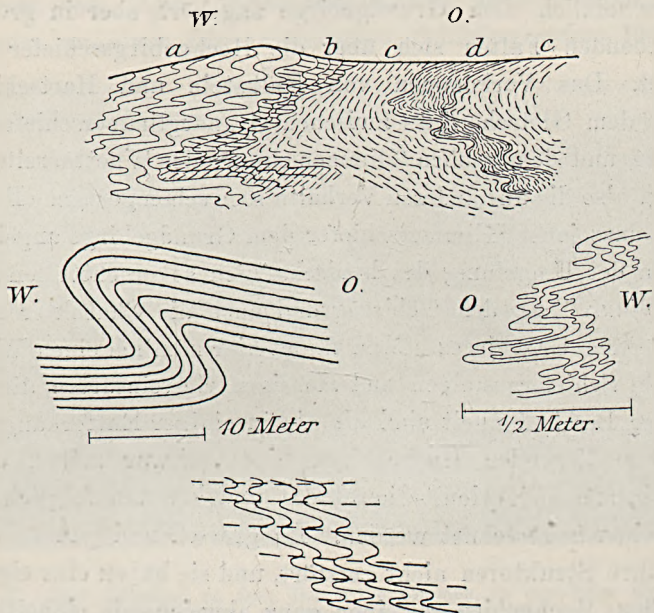


Fig. 28. Schematische Darstellung des Übergangs der steilstehenden Lagerstellung in eine flachliegende durch Überkippen und Z-Faltung. In der obersten Figur bedeutet *a* Granatglimmerschiefer, *b* Kalkstein, *d* schwarzen Schiefer und *c* dichten Schiefer.

Falten erfolgt wäre (vgl. die Fig. 28). Man kann sich nicht des Gedankens entschlagen, ob nicht diese Verhältnisse im kleinen die Hauptprinzipien der Tektonik dieser Gegenden abspiegeln. In der Tat sind die Z-Strukturen sehr gewöhnliche Züge in den Hochgebirgskomplexen und besonders in den Grundgebirgsmassen, die eine ähnliche Stellung einnehmen wie diejenigen am Abiskojaure, und — was besonders wichtig ist — in dem groben höchstliegenden Glimmerschiefer.



Sehr oft sind sie auch in den Hartschieferkomplexen beobachtet worden, z. B. an der südöstlichen Seite des Kårså-njuonje westlich vom Abiskojaure. In den höheren (westlichen) Teilen des *Håikamatal*s sind die Z-Strukturen besonders allgemein, und die Schiefergesteine tragen bald die Charaktere der Grundgebirgsgesteine, zu denen sie auch zweifelsohne gehören, bald sind sie als kataklastisch umgeformte Gesteine zu bezeichnen und also der Mylonitformation zuzurechnen. Das obere *Håikamatal* hat also teilweise den Charakter eines Fensters in der flachliegenden Hochgebirgsformation.

#### Die Westgrenzen der Hochgebirgsformation am Torne Träsk.

Wie in der Einleitung hervorgehoben wurde, ist die Hochgebirgsformation im Torne Träsk-Gebiet im Westen durch die Erosion abgeschnitten und dadurch von ihrer Fortsetzung, namentlich den *eingefalteten* Komplexen, die jetzt an der norwegischen Küste zu finden sind, abgetrennt worden. An den westlichen Grenzen des schwedischen Hochgebirgsgebiets findet man also das Grundgebirge in grosser Ausdehnung vollständig entblösst. Hier kann also der einstmalige Untergrund der Hochgebirgsformation Gegenstand eingehender Untersuchungen werden. Bisher sind solche nur in sehr geringem Masse ausgeführt worden. Es hat sich ergeben, dass der Wassijauregranit sehr grosse Teile dieser entblössten Grundgebirgsareale einnimmt. Im Westen vom Wuottasreita besteht das Grundgebirge indessen aus einem Gemenge grauer Granite und grober gneissartiger Schiefergesteine. Diesem Gebiet wendet der Wuottasreita einen sehr steilen und schroffen Abhang zu (siehe Fig. 29), in dem die Schiefermassen wirt zusammengeschoben zu sein scheinen. In der hochgelegenen Enge am Fusse dieses Abhangs, die man bei der Wanderung vom Wassijaure bis Sjangeli oder umgekehrt passiert, sieht man mehr steilstehende Schichten aus dem Vordergrunde hinauf-ragen, als ob sie ursprünglich mit den Schiefermassen zu-

sammengehört hätten und nur durch die Kluftbildung von diesen abgetrennt worden seien. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass in gleicher Weise wie im mittleren Wuottasreita eine Verbindung zwischen dem Grundgebirgsschiefer und dem groben Glimmerschiefer dieses Gebirges auch an den Stellen, wo die jetzige westliche Glintlinie verläuft, existiert haben könnte. Es scheint mir ausserdem annehmbar, wenn auch die Frage gegenwärtig nicht näher erörtert werden kann,

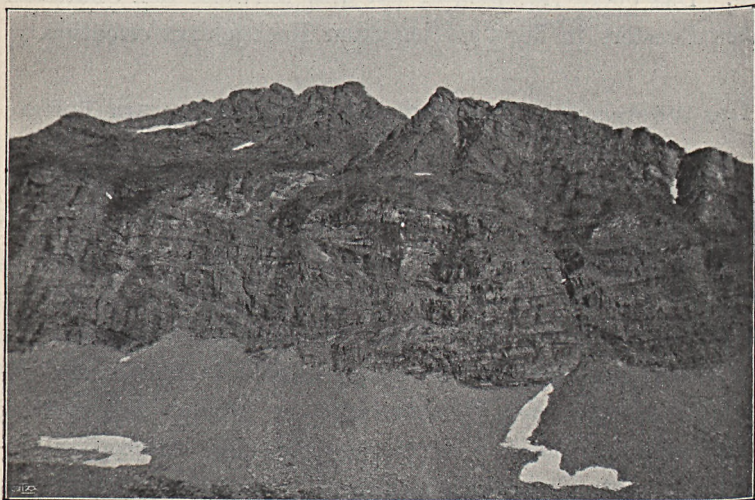


Fig. 29. Der nordwestliche Abhang des Wuottasreita.

dass die mächtigen Massen von grobem Glimmerschiefer, die besonders die westlichen der Hochgebirgsmassive im Torne-Träsk-Gebiet aufbauen, ein System von *Z*-Falten darstellen, die, von dem Grundgebirge hinaufragend, über die jüngeren, wahrscheinlich zum Teil silurischen Schiefer und Kalksteine übergeschoben sind.

*Indessen findet man auch längs den westlichen Glintlinien auf ganz analoge Weise wie in den östlichen Randgebieten rein klastische Gesteine, vorwiegend Sparagmite (Arkose), Tonschiefer und schwarze Schiefer zwischen den Hochgebirgsbildungen und dem Grundgebirge eingelagert. Ich habe sie an*



der südwestlichen Seite des Wuottasreita und in südlicher Richtung bis zu dem oberen Häikamatal, über welches sie fortstreichen, beobachtet. Hier bestehen sie grösstenteils aussog. Blauquarz. Im Jerbele und Sadnatjåkko wurde dieselbe Zone von klastischen Gesteinen früher von VALFR. PETERSSON beobachtet und genau kartiert. Nach seinen Beobachtungen setzt sich diese Zone längs der östlichen und südlichen Seite des Sadnatjåkko, immer von gneissähnlichen, stark gepressten Gesteinen überlagert, fort und kann bis in das obere Kamajokk-Tal verfolgt werden. Von diesem Tale ist sie nach demselben Beobachter noch weiter nach Süden verfolgbar, nämlich über den Stuor Allakats und Snarpapakte, also im ganzen ungefähr 30 *km* weit. Auf dieser Strecke ist die Kontinuität nur einmal unterbrochen. Hier tritt aber ein ganz neues Verhältnis hinzu. Man beobachtet nämlich, dass das Ausgehen der klastischen Zone nicht an die horizontalen Linien der Topographie gebunden erscheint, sondern an vielen Stellen quer über die Höhenkurven verläuft. Die tektonische Bedeutung dieses, gegenüber den rein klastischen Bildungen des östlichen Gebietes abweichenden Verhaltens, ist nicht näher erforscht worden.

Nach einigen Beobachtungen kommen dünne Lagen von klastischen Gesteinen auch an den westlichen und nördlichen Fussteilen des Wuottasreita und Wassitjåkko vor. Mehrmals sind bei den geologischen Untersuchungen diese Strecken überwandert worden, ohne dass solche Vorkommnisse beobachtet worden sind. Es scheint daher, als ob die klastischen Bildungen nur streckenweise und sehr untergeordnet in diesen Gebieten auftreten.

Von allergrösstem Interesse sind die Vorkommen rein klastischer Komplexe in den ausgedehnten Urgebirgsarealen westlich vom Torne Träsk. Die klastischen Gesteine, hauptsächlich feldspathaltiger, blaugrauer Sandstein (sog. Blauquarz), kommen hier in dem Urgebirge gleichsam eingeschoben oder eingeklemmt vor. Sie sind also teilweise von Urgesteinmassen (Granit oder Schiefer) überdeckt und lagern an eben-

solchen Gesteinen. Bisweilen ist eine meist nur schwache Verschieferung, die sowohl durch das ältere Gestein als durch den Sandstein hindurchgeht (Fig. 30, 31 und 32), beobachtet worden. Ein solches Vorkommen ist inmitten des Schieferfeldes Kuokula zu sehen, ein anderes befindet sich an der Nordseite des Sees Wassijaure, und ein drittes liegt beim

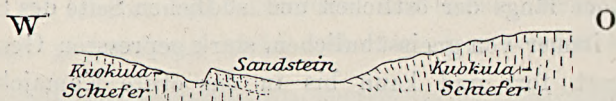


Fig. 30. Klastischer Sandstein, durch eine kleine Überschiebung, die von Ost nach West verlaufen ist, in archaischem Schiefer eingeschaltet, Kuokula zwischen Torneträsk und Wassijaure.

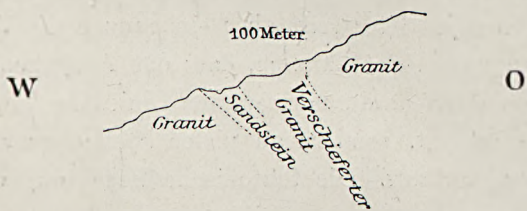


Fig. 31. Klastischer Sandstein, durch eine kleine Überschiebung, die von Ost nach West verlaufen ist, in archaischem Granite eingeschaltet. An der Südwestseite des Björnfeldes ein paar Kilometer westlich von der Reichsgrenze.



Fig. 32. Sandstein, in archaischem Granite eingeklemmt. Südwestseite des Björnfeldes.

Björnfeld (Bärenberg), ein paar Kilometer westlich von der Reichsgrenze unweit der Eisenbahn. Diese Vorkommen sind dadurch von sehr grossem Interesse, dass die Überschiebung dort von Osten nach Westen vor sich gegangen ist (vergl. Fig. 30, 31, 32).

Noch ein sehr interessantes Vorkommen von klastischem Sandstein finden wir in diesen Gegenden. Es liegt ein wenig



oberhalb der Eisenbahnstrecke an der nördlichen Seite des hoch emporragenden Gebirges Låktatjåkko. Das hier vorkommende klastische Gestein besteht aus einem blauquarzartigen Sandstein, der eine flach nach Süden einfallende Bank bildet. Das Hangende und das Liegende dieser Sandsteinbank sind nicht direkt sichtbar, es zeigt sich aber, dass sie von den kataklastischen Massen und von dem Grundgebirge gebildet werden. Der Sandstein wird also von den mächtigen Schieferkomplexen im Låktatjåkko wahrscheinlich überlagert. Während aber die kataklastischen Gesteine in ihrem Hangenden äusserst stark mechanisch beeinflusste Gesteine sind, hat er selbst eine Struktur, die von derartigen Einflüssen völlig unberührt erscheint. Das Verhältnis wird dadurch noch bemerkenswerter, dass wir in einem nahegelegenen Eisenbahndurchschnitt ein Vorkommen beobachten können, wo der »Blauquarz« inmitten steilstehender archaischer Schiefer sich vorfindet und in einen stark schieferigen Quarzit umgewandelt worden ist.

#### Rückblick auf die tektonischen Verhältnisse im Torne Tråsk-Gebiet.

Die durch die Erosion stark abgetragenen Hochgebirgskomplexe im Torne Tråsk-Gebiet enthalten nur den einen Teil einer normalen Querschnittszone der Gebirgskette, nämlich denjenigen der flachliegenden Schieferkomplexe. Derselbe ist in den skandinavischen Gebieten immer die östliche Zone, während die eigentliche Faltungszone die westlichen Regionen der Gebirgskette einnimmt. Durch das sehr deutliche Hervortreten der Überschiebungen könnte erstere auch als die Überschiebungszone bezeichnet werden.

Eine Reihe von Umständen macht es sehr wahrscheinlich, dass die überschobenen Massen, d. h. in erster Linie die Mylonite und Hartschiefer der östlichen Teile des Torne Tråsk-Gebietes und der grobflaserige Glimmerschiefer des westlichen

Hochgebirges, von den in der Nähe anstehenden archaischen Gesteinen herkommen. Diese Umstände sind hauptsächlich die folgenden:

*Die Mylonite haben dieselbe chemische und mineralogische Zusammensetzung wie die in der Nähe anstehenden Granite Syenite und archaischen Schiefergesteine. So besteht der Luopahhta aus einem syenitischen Mylonit, der Kaisepakte, Kuoble-*



Fig. 33. Mikrophotographie eines klastischen Sandsteins vom Björnfeld (vgl. Fig. 28). Vergr. 18 ×. Nic. gekr.

tjåkko und Wuoskovara enthalten granitische Mylonite, und in den westlichen Bergmassiven kommen mylonitisierte, den archaischen Schiefen ähnliche Gesteine vor.

*Die petrographischen Charaktere des die westlichen Hochgebirgskomplexe überlagernden Glimmerschiefers stimmen mit dem archaischen Glimmerschiefer, der in der Nähe des Wassijaurer vorkommt, sehr gut überein, und aus den geologischen Verhältnissen geht hervor, dass diese Glimmerschiefer wahrscheinlich noch in direkter Verbindung stehen.*



*Auch die Gesteine der Kambrosilurformation, die, wenn rein klastisch ausgebildet, immer zwischen dem Grundgebirge und den Myloniten eingeschaltet liegen, werden in den übergeschobenen Massen wiedergefunden. Hier sind sie von metamorphischen, kataklastischen oder schieferigen Gesteinen umhüllt und daher selbst mehr oder weniger metamorphisch ent-*



Fig. 34. Mikrophotographie eines kristallinen Glimmersandsteinschiefers aus dem Tsasinnjaskatjäkko. Vergr. 18  $\times$ . Nic. gekr.

wickelt. Solche Vorkommen sind nicht selten in den dichten Myloniten des Luopahta und Kaisepakte zu sehen. Der Wuoskovara ist, wie wir gesehen haben (Seite 937), zum grossen Teil von derartigen Massen zusammengesetzt. Das westliche Hochgebirgsgebiet enthält ähnliche Einlagerungen, z. B. im Kårsänjuonje, Tsasinnjaskatjäkko und Kedjetjärro, und ausserdem sind die schwarzen Phyllite und die Kalksteine dieser Gegenden wahrscheinlich silurische Sedimentgesteine. Fig. 33 zeigt die Mikrostruktur eines klastischen Sandsteins

vom Björnfeld (vgl. auch Fig. 31) und Fig. 34 diejenige eines kristallinischen Glimmersandsteinschiefers aus dem Tsasin-njaskatjäkko.

Die *Überschiebungsfläche* im Luopahta und Kaisepakte sinkt regelmässig von Osten nach Westen, zuerst sehr langsam (6:1000), im westlichen Kaisepakte aber schneller (25:1000), und in dem inneren Teile des Pessistales fällt der Silur 45° nach W. unter die Mylonite hinein. An dem Kuobletjäkko südwestlich vom Luopahta geht das Fallen der Überschiebungsfläche 15—20° nach Südwesten. Der grobe Glimmerschiefer des westlichen Gebietes hat gleichfalls ein deutliches Abfallen nach Westen. An der Ostseite des grossen westlichen Massives ist möglicherweise der Kalkstein von übergeschobenen Schiefermassen bedeckt. Die in solchem Falle anzunehmende Überschiebungsfläche fällt flach nach Westen ab. Wahrscheinlich enthält auch der Granatglimmerschiefer zahlreiche nach Westen oder Südwesten einfallende Gleitflächen, die aber durch die regionalmetamorphe Kristallisation dieses Gebietes nicht mehr als solche hervortreten. Dagegen fallen die klastischen Gesteine, die an der Nordseite des westlichen Komplexes zwischen dem Grundgebirge und den Myloniten liegen, nach Süden ein, und bei den entsprechenden Bildungen an der Westseite des Komplexes ist das Fallen gegen Nordost, Ost oder Südost gerichtet. Als allgemeines Resultat ergibt sich also, dass *die Überschiebungen mehreren von Ost nach West übereinander gelegenen Ebenen gefolgt sind, und dass sie im allgemeinen flach nach Westen oder Südwesten, bisweilen aber auch in anderen Richtungen abfallen.* Die Tektonik wird in hohem Grade durch die Z-Faltungen und die Streckungsstrukturen bestimmt. Die Z-Falten kommen in allen Horizonten des Schieferkomplexes vor, und sie scheinen in der Tat die beinahe einzige Faltungsform im Torne Träsk-Gebiet zu sein. Die Z-Falten streichen in verschiedenen Richtungen. Im Granatschiefergebiet sind dieselben O—W oder WNW—OSO. In dem »Fenster«-Gebiet am Abisko-



jaure geht das Streichen dagegen N—S. Auf dem Pieskenjarka und auf Abiskosuolo herrscht die Streichungsrichtung NW—SO. Die Streckungsstrukturen der Gesteine zeigen sehr konstant die Richtung NW—SO. Im Granatglimmerschiefer sind sie aber mehr nach O—W gerichtet. Längs dem Torne Träsk tritt eine kräftige transversale Faltungs- und Streckungszone auf, die besonders im Pieskenjarka, auf Abiskosuolo und Mjelleniemi deutlich beobachtet werden kann.

Man könnte wohl behaupten, dass der Hochgebirgskomplex am Torneträsk »Deckenstruktur« besitzt. Auf dem Grundgebirge scheinen nämlich öfters die rein klastischen (Silur-) Sedimente horizontal aufgelagert vorzukommen. Darüber folgen deckenförmige Massen von Mylonit und Hartschiefer. Die Amphibolite gehören als mächtige Massive den Hartschiefern an oder überlagern dieselben, haben aber keine Deckenform. Dagegen könnte behauptet werden, dass der Kalkstein im grossen und ganzen Deckenform besitzt, wie auch der schwarze Phyllit, der Granatglimmerschiefer und der höchstliegende grobe Glimmerschiefer. Meiner Auffassung nach ist diese Deckenstruktur, streng genommen, eine nur scheinbare. Eingehende Kartierungen dürften die Beweise dafür liefern können, dass die deckenförmigen Massen in der Tat von schief gelegenen Gleitebenen durchzogen sind, gleichwie es sich erwiesen hat, dass die östlichen Teile dieses Gebietes tatsächlich so aufgebaut sind.

Es sei zugegeben, dass, wenn man die Verbreitung und die tektonische Lage der klastischen, aller Wahrscheinlichkeit nach äquivalenten, d. h. kambrosilurischen Bildungen des Torne Träsk-Gebietes ins Auge fasst, es aus der Karte unmittelbar hervorzugehen scheint, dass diese Bildungen eine zusammenhängende Decke ausmachen, die von allen anderen Hochgebirgsbildungen überlagert ist. Da aber die Überlagerung von Myloniten und Hochgebirgsschiefern auf den Silurgesteinen offenbar durch Überschiebung entstanden ist, scheint man sich der Folgerung nicht entziehen zu können, dass das ganze

Hochgebirgsgebiet zwischen der norwegischen Grenze und dem Grundgebirge weitest im Osten überschoben worden ist. Dies wäre gleichbedeutend mit einer Überschiebung von wenigstens 60 *km* von West nach Ost. Über die am nördlichen Fusse des Låktatjåtkko beinahe horizontal ruhende Sandsteinbank (vgl. Seite 974) sollte dieser Auffassung gemäss ein mehr als 1000 *m* mächtiger Gesteinskomplex wenigstens 50 *km* sich bewegt haben! Gegen diese Folgerung spricht die anscheinend völlig ungestörte Lage und petrographische Beschaffenheit dieses Sandsteins und ausserdem, wie wir gesehen haben, die Tektonik des Wouttasreita, Kårsånjuonje, Nuolja und Wuoskovara, sowie auch die unverkennbare Übereinstimmung, die zwischen den Gesteinen der Hochgebirgsformation und denjenigen des angrenzenden Grundgebirges besteht. Die im Torne Tråsk-Gebiet vorkommenden Faltungsformen und das Vorhandensein von *Überschiebungen, die von Bewegungen von Ost nach West in den Grundgebirgsmassen zeugen*, scheinen mir andere Möglichkeiten als die eben angedeutete für eine endgültige Erklärung der Überschiebungstektonik zu eröffnen.



Analysetabelle.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO <sub>2</sub>	49,56	47,54	48,72	58,03	58,07	66,90	67,00	59,36	67,49	67,80	63,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,19	—	—	22,01	21,88	—	—	25,95	13,85	14,08	13,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,10	—	—	3,95	3,86	21,82	19,59	1,80	3,55	3,24	2,94
FeO	—	—	—	—	—	—	—	3,70	1,95	1,60	3,40
MnO	—	—	—	—	—	—	—	1,09	0,08	Spur	0,25
MgO	4,61	—	—	1,75	—	0,24	—	1,90	0,53	0,67	2,45
CaO	5,33	—	—	2,87	2,37	—	1,02	1,30	1,50	2,61	2,66
Na <sub>2</sub> O	7,66	8,69	—	4,74	—	—	2,45	1,31	3,60	3,42	4,89
K <sub>2</sub> O	1,34	—	—	4,23	—	—	6,50	2,27	5,56	4,87	4,27
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,30	0,51	0,50	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,50	0,33	0,05	0,60
Glühverlust	2,64	—	—	2,87	2,86	—	2,56	0,75	0,80	1,05	0,93
Summe = 101,43 %				100,45 %			99,12 %	100,23 %	99,85 %	99,89 %	99,83 %

i = H<sub>2</sub>O.

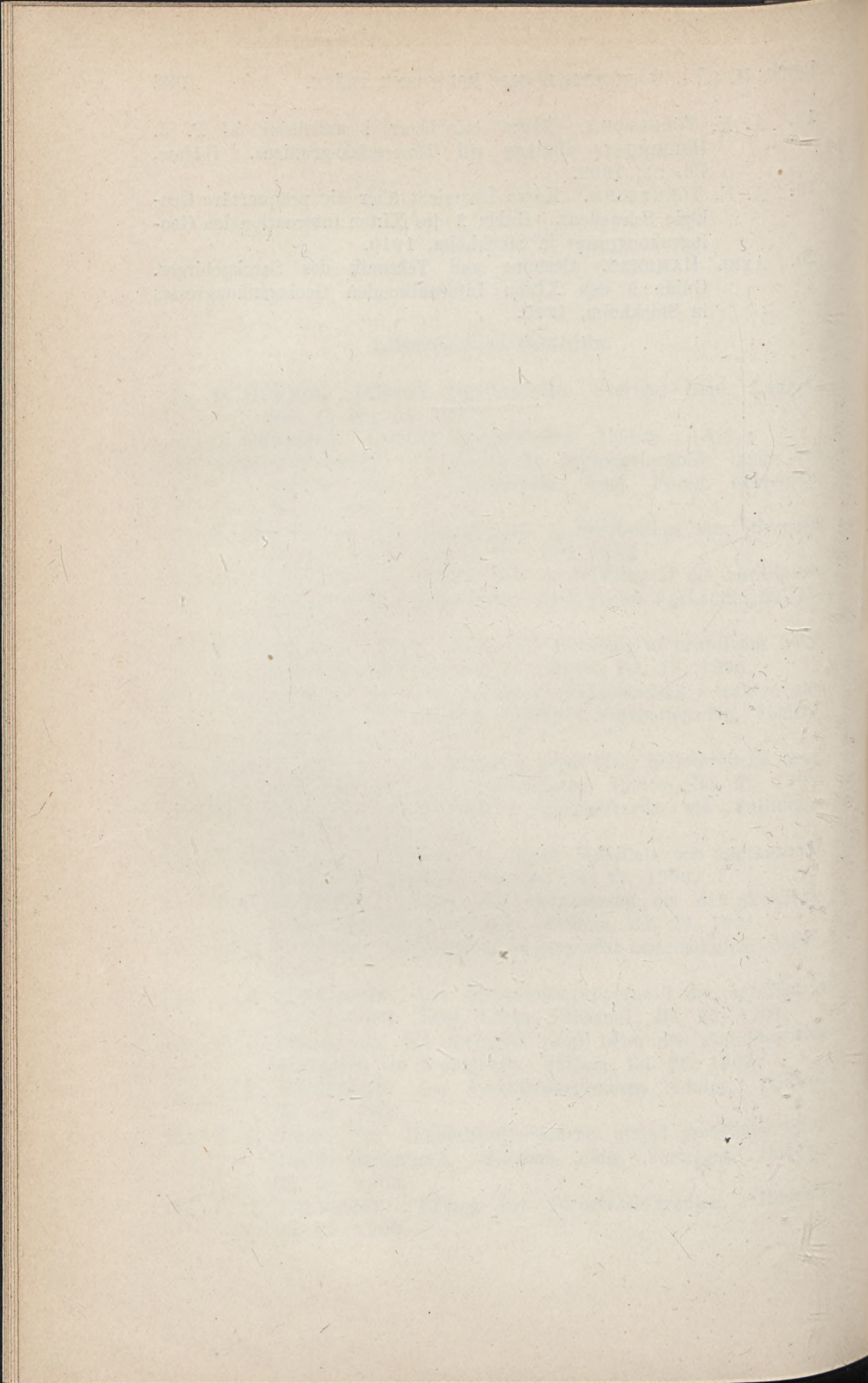
Die Analysen 1—7 sind im Jahre 1902 von Praktikanten an der Bergschule in Stockholm ausgeführt worden. Die Analysen 1, 2, 3 entsprechen dem *kärnischen Syenit im östlichen Luopajta* und wurden von Hrn. G. FAGERBERG ausgeführt. 4 und 5 wurden von Hrn. G. GJUKKE an einem *Mylonit im Wuoskovara* gemacht; 6, 7, 8 von Hrn. B. ORTOK an einem der ebenschieferigen Hartschiefer am Abiskojoek. Nr. 8 führte Hr. E. NORLIN im Laboratorium für chemische Technologie aus; die Gesteinsprobe gehörte zu dem *Granat-glimmerschiefer* und stammte aus dem Tale an der Westseite des Låktatjåkko. Analyse Nr. 9 entspricht einem *roten Granit aus dem Pessistal* und ist von Dr. R. MAUZELIUS ausgeführt. 10 entspricht einem *normalen Wassijaure-Granit* von der Eisenbahnstation Riksgrånsen und 11 dem *abweichenden Granittypus von der Westseite des Kvokula-Schieferfeldes*. Erstere ist von Hrn. O. BERG in Gelfe und letztere von Hrn. T. SUNDBERG im Laboratorium für chemische Technologie der Techn. Hochschule zu Stockholm ausgeführt.

## Litteraturverzeichnis.

1. D. HUMMEL. Officiell reseberättelse. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:r 23, 1877.
2. O. GUMELIUS. Officiell reseberättelse. Ibidem. 1877.
3. KARL PETTERSEN. De geologiske bygningsforholde langs den nordlige side af Torneträsk. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 9, 1887.
4. F. SVENONIUS. Om berggrunden i Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:r 126, 1892.
5. A. E. TÖRNEBOHM. Försök till en tolkning af det nordligaste Skandinavien's fjällgeologi. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 15, 1893.
6. F. SVENONIUS. Några bidrag till belysning af eruptivens betydelse för fjällbildningarne. Ibidem, Bd. 18, 1896.
7. V. PETERSSON. Om de geologiska förhållandena i trakten omkring Sjängeli kopparmalmsfält i Norrbottens län. Ibidem, Bd. 19, 1897.
8. P. J. HOLMQUIST. En geologisk profil öfver fjellområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten. Ibidem, Bd. 22, 1900.
9. HJ. SJÖGREN. Enkrinitfynd i fjellskiffrarna vid Sulitelma. Ibidem, Bd. 22, 1900.
10. F. SVENONIUS. Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. Ibidem, Bd. 22, 1900.
11. P. J. HOLMQUIST. Bidrag till diskussionen om den skandinaviska fjällkedjans tektonik. Ibidem, Bd. 29, 1901.
12. AXEL HAMBERG. Sarjekfjällen, en geografisk undersökning. Ymer. 1901.
13. A. E. TÖRNEBOHM. Om formationsgrupperna i det nordligaste Skandinavien. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 23, 1901.
14. P. J. HOLMQUIST. En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. Ibidem, Bd. 25, 1903.
15. A. E. TÖRNEBOHM. Om Torneträsk-profilens tydning. Ibidem, Bd. 25, 1903.
16. P. J. HOLMQUIST. Högfjällsbildningarne utmed profilinjen Stor Uman—Ranenfjord. Resumé eines Vortrages. Ibidem, Bd. 25, 1903.
17. P. J. HOLMQUIST. Bihang till Torneträsk-profilen. Ibidem, Bd. 25, 1903.



18. A. E. TÖRNEBOHM. Några erinringar i anledning af P. J. HOLMQUISTS »Bihang till Torneträsk-profilen». Ibidem, Bd. 25, 1903.
19. A. E. TÖRNEBOHM. Kurze Übersicht über die präquartäre Geologie Schwedens. Guide 2 des XI:ten Internationalen Geologenkongresses in Stockholm, 1910.
20. AXEL HÅMBERG. Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges. Guide 9 des XI:ten Internationalen Geologenkongresses in Stockholm, 1910.





## Excursions in the Archæan of Southern Sweden.

By

A. G. HÖGBOM, AXEL GAVELIN and H. HEDSTRÖM.

(With Pl. 40—41.)

### Contents.

	Page.
<i>Introductory remarks</i> . . . . .	986
(By A. G. HÖGBOM.)	

#### *The rocks of the coast regions of Loftahammar and Västervik.*

(By A. GAVELIN.)

I. <i>General view</i> . . . . .	988
The Västervik—Loftahammar district . . . . .	988
The Kårö—Askö district . . . . .	1008
The relations of the Archæan rocks . . . . .	1015
Post-Archæan rocks . . . . .	1017
II. <i>Excursions</i> . . . . .	1019

#### *Västervik—Jönköping—Trollhättan.*

(By A. G. HÖGBOM and H. HEDSTRÖM.)

<i>Introductory</i> (A. G. HÖGBOM) . . . . .	1030
<i>Lönneberga</i> (A. G. HÖGBOM) . . . . .	1031
<i>Brevik</i> (H. HEDSTRÖM) . . . . .	1031
<i>Malmbäck</i> (H. HEDSTRÖM) . . . . .	1035
<i>Jönköping and Taberg</i> (A. G. HÖGBOM) . . . . .	1038
<i>Mösseberg</i> (A. G. HÖGBOM) . . . . .	1045
<i>Trollhättan</i> (A. G. HÖGBOM) . . . . .	1046

### Introductory remarks.

When selecting the route for the excursions that might be suitable, in order to give our foreign colleagues an idea of the character of the Swedish Archæan in the shortest possible time, several interesting districts were out of question on account of the difficult communications. Several otherwise interesting districts had to be excluded for the reason that, in consequence of the general covering by Quaternary deposits, they are not suitable for a demonstration, as of necessity the time is so limited for excursions of this sort. Among the districts, excluded for one or other of these reasons, there may be mentioned: *the Westanå complex*, described in detail by H. BÄCKSTRÖM, *the supercrustal igneous rocks of the interior of Småland*, monographically treated by O. NORDENSKJÖLD, *the granite-leptite areas of Central Sweden*, mapped and described already thirty years ago by A. E. TÖRNEBOHM, *the Saxå-Gryt-hyttan complex*, *the porphyries of Dalccarlia*, *the Skellefteå complex*. *The Åmål complex* and *the »Dal-formation»*, both situated on the western side of Lake Vänern, were intended to form part of the excursion plan, as being in many respects of a special interest, but as the time in that case would have had to be prolonged with at least 3 days, and as the Åmål complex in many respects could be considered as a repetition of such features that the members of the excursion will become acquainted with in the Västervik area, these districts were, after careful consideration, excluded.

The route for the excursions, such as it was finally fixed, may however be said to give a fairly representative view of the Swedish Archæan.

*Section a* comprises the archipelago of Stockholm, the most easterly offshoot of the large gneiss district in Söder-



manland, and which has already been visited by the members of the excursion, led by HOLMQUIST. It is followed by the first part of *section b*, the Loftahammar—Västervik district. Here we are at the southern end of the same gneiss district and enter the so-called Västervik complex, which, broadly speaking, forms a boundary zone between the gneiss district to NE. and the great granite district of Småland to SW. On account of the extremely variable character of the rocks, and because of the different degree and kind of metamorphism, shown by them, the archipelago of Loftahammar—Västervik forms an interesting field for studies, so much the more, as the ground is particularly well exposed. The following part of the excursion, from Västervik to Trollhättan, is intended first of all to give an idea of the character of the remarkable boundary line between the great monotonous gneiss area of Western Sweden and the more varying and in general less metamorphosed rock-complex of Eastern Sweden. The character of this boundary, which is better entitled to the name of a transition belt than to that of a separating boundary line, should merit a closer study than the time will permit. The stay at *Jönköping* which is situated within this boundary belt, is, however, to a certain extent intended for this purpose. For the second purpose of this part of the excursion, viz a demonstration of the petrography of the large gneiss district of Western Sweden, Trollhättan has been selected, as most of the rocks, characteristic for this gneiss territory, are well exposed here.

The short stays which will be made on the journey at *Lönneberga*, *Brevik*, *Malmbäck*, and *Mösseberg* will be devoted to the demonstration of some more special phenomena which, in one respect or another, may be of petrographical interest.

## The rocks of the coast regions of Loftahammar and Västervik.

By

AXEL GAVELIN.

### I. General view of the geology of the district.

With regard to the development of the rocks within the area covered by the map, Pl. 40, there is a considerable contrast between its S. larger part (the »Västervik—Loftahammar district») and its NE. corner (the »Kârö—Askö district»). Within the former the different types of Archæan rocks usually occur clearly separated from each other and in such a manner that their respective ages (although often with great difficulty) can be ascertained. Within the Kârö—Askö district (as also several miles to the N. of the mapped area) all the Archæan rocks are intimately interwoven to a geological unit, the individual petrographical components of which can be separately shown on the maps only to a very small extent and in a rather schematic way.

This regional contrast between the Kârö—Askö district and the Loftahammar—Västervik area holds true, however, only broadly speaking. Also in the latter occur locally heterogeneous, mixed rocks which, on the whole, present a perfect analogy with those composing the Kârö—Askö district.

#### The Västervik—Loftahammar district.

*The Västervik—Loftahammar district* is composed in part of clearly *infracrystal igneous rocks*, in part of a *supercrystal*



series, consisting principally of *quartzites* and *leptites*, which series, by its sometimes preserved primary features, proves to be, at least to a very large extent, of *sedimentary* origin. It is doubtful if Archæan rocks of *effusive* character occur at all within the area covered by the map, but such rocks are found not far S. and SW. of it. The igneous rocks as well as the quartzite-leptite series have in old pre-Cambrian time been subjected to intense, metamorphic processes which *inter alia* have locally given rise to *migmatitic rocks* (according to the terminology of SEDERHOLM).

#### *Infracrustal igneous rocks.*

The bulk of igneous rocks consists of *granites*; also *gabbros* and *diorites* occur scattered over the whole area but only as smaller masses or as more or less destroyed dykes.

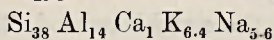
The *granitic* rocks show great variation with regard to their mineralogical and chemical composition, structures and degree of metamorphism. In reality most of the granite, gneiss-granite and granite-gneiss types which occupy essential parts of the Archæan in southern Sweden are represented in this area. To a certain extent these variations are of a primary nature and depend on the different composition of the magmas from which the granites have originated or on physical conditions during the cooling and consolidation of the magmas at different localities, but mostly they depend upon metamorphic processes of different nature or of varying intensity which have acted upon the rocks in the different districts.

When typically developed, most of the granites in the area around Västervik (the Västervik district) are petrologically closely related to the granites within the larger part of the interior of Småland, to which, no doubt, they belong also genetically. Apart from the variations and the abnormal phases developed in the neighbourhood of the quartzite-leptite series, they may be said to show two fundamental types: a basic granite of a grey to reddish colour and rich in

femic minerals (biotite as well as hornblende), and a red quartz-alkalifelspar-granite in which the dark minerals occur very subordinately. Both types show considerable variations with regard to structure, and they are connected by petrographically intermediate forms. Near to the boundaries of the quartzite-leptite series they have often absorbed plenty of its material and pass into strongly acid and quartzose varieties. As another independent type there sometimes appears a red, fine-grained granite (usually poor in femic components) generally forming small bodies in the quartzite-leptite series or in the gabbros and diorites, sometimes also in the other granite types.

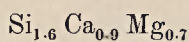
The named granites show in general considerable metamorphic features, such as *cataclastic* structures and *recrystallization-phenomena* and are locally somewhat *gneissose*. They are, however, mostly massive and show not seldom primary igneous structures (also micrographic) which otherwise are not common in the Archæan granites of Southern and Central Sweden.

NE. and N. of Västervik the granites become more gneissose, and within the area between Malmöarne in the S. and Kârö in the N. (the Loftahammar district) a group of strongly metamorphosed, gneissose granites, geologically closely connected and passing into each other, predominates which have been grouped together under one *geological* name, the *Loftahammar-granites*. Leaving aside local, abnormally composed varieties and intermediate forms, also the Loftahammar-granites show two mineralogically and chemically different types. One is red, with the femic minerals (biotite, hornblende, magnetite and titanite) far subordinate to the salic ones and with the chemical composition expressed by the formula:<sup>1</sup>



<sup>1</sup> Calculated and grouped from an analysis (made by R. MAUZELIUS) according to the method, used by P. J. HOLMQUIST in his »Studien über die Granite





$$\text{S} = 0.43.$$

This type, which is principally met with in the southern part of the Loftahammar district, belongs therefore to the simple normal granites in HOLMQUIST'S scheme. Near to the boundaries between the granite and the quartzite-leptite series the femic minerals disappear at several places almost entirely from the rock, which then exclusively consists of quartz and felspar.

The other type occurs particularly in the area NE. of the inlet to Loftahammar and is distinguished by its greater amount of femic components and plagioclase, whereas that of quartz has considerably diminished, as is proved by the following formula, calculated from an analysis,<sup>1</sup> made by

R. MAUZELIUS:

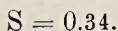
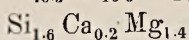
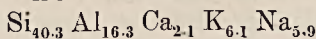
von Schweden. (Bull. Geol. Inst. of the University of Upsala, Vol. VII No. 4).

Original analysis:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	72.94	BaO . . . . .	0.08
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.43	CaO . . . . .	1.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12.67	K <sub>2</sub> O . . . . .	5.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.44	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.04
FeO . . . . .	1.48	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.11
MnO . . . . .	0.02	S . . . . .	0.01
MgO . . . . .	0.46	H <sub>2</sub> O . . . . .	0.27
			100.02

<sup>1</sup> Original analysis:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	66.03	BaO . . . . .	0.09
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.72	CaO . . . . .	2.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.41	K <sub>2</sub> O . . . . .	4.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.17	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.15
FeO . . . . .	3.70	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.21
MgO . . . . .	0.98	S . . . . .	0.05
MnO . . . . .	0.07	H <sub>2</sub> O . . . . .	0.77
			99.62



Between the two principal types just mentioned petrographically intermediate forms occur, and they seem mostly to pass gradually into each other in the field. No essential difference in age between them is therefore existing.

Within their whole area the Loftahammar-granites show a decided parallel structure, and form a series of ortogneisses (gneiss-granites), which is very representative and characteristic of the Swedish Archæan.

SW. of the inlet to Loftahammar the rock is generally a granulated gneiss-granite, characterized by the larger felspar and quartz individuals having been broken up, generally under recrystallization, into fine-grained mineral aggregates, the arrangement of which, however, distinctly shows the original coarse-grained structure of the rock. NE. of the inlet to Loftahammar the rock is again predominatingly developed as a characteristic, coarsely porphyritic gneiss with round »eyes» of microcline (in intergrowth with oligoclase, quartz and some femic minerals), generally 2—4 *cm* in size, embedded in a fine-grained ground-mass fluidally winding around the »eyes» (fig. 1).

In several long but mostly comparatively narrow zones the Loftahammar-granite has been transformed into more or less dense, »hällflinta»-like, mylonitic rocks, not seldom showing great resemblance to volcanic rocks with fluxion-structure (fig. 2). Certain extreme varieties of these rocks look, microscopically, like clastic rocks (fig. 3), but in the field they prove nevertheless quite unmistakably to be metamorphic facies of the same rock to which also the coarse porphyritic gneiss may be traced back. In such mylonitic zones a considera-



ble silicification of the Loftahammar-granites has often taken place and, in consequence of infiltration of much quartz, they have

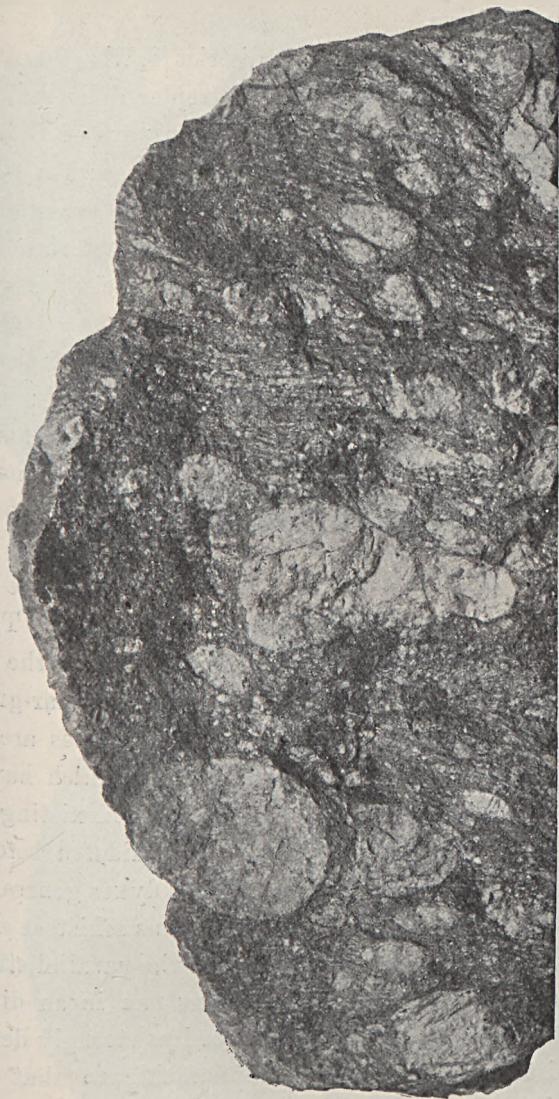


Fig. 1. Porphyritic gneiss-granite (»Loftahammar-granite»)  
NE. of L. Halmare.

locally been transformed into »Pfahl»-rocks. This process of silicification is probably (at least in part) caused by later disloca-

tions, which have obviously occurred along the older lines of fracture and it has taken place in a more superficial zone of metamorphism than was the case of the process of mylonitisation mentioned above.

In the greater part of the district NW. of Loftahammar church the porphyritic gneiss is replaced by red, granulated gneiss varieties, and in the southern part of Björkö, as also on some islets in the vicinity, there occurs a strongly crumpled, magnetite-bearing, red gneiss with essentially the same hornfels-like structure, that usually characterizes similar rocks in the so-called »järn-gneiss» (iron-gneiss) region of Western Sweden.

Although the parallel structure of the Loftahammar-granites may appear to some geologists to be a magmatic fluxion-structure, it must nevertheless, in my opinion, without hesitation be interpreted as an effect of pressure metamorphism on rocks which, before the metamorphism, at least at one time have been perfectly consolidated. In favour of this speaks already, inter alia, the *uniform, regional* appearance of the named structure over the whole Loftahammar district. The best evidence is, however, furnished by the relations of the greenstones to the parallel structure of the Loftahammar-granites. As will be seen by the following, these granites are abundantly penetrated by gabbros and diorites, which have evidently in many cases filled fissures in the preexisting rocks, which latter, hence, must have been consolidated before the intrusion of the greenstone dykes. These dykes generally run parallel to the cleavage and appear then as schistose »layers» or »bands» of amphibolite, conformable to the parallel structure of the gneiss-granite. Where the dykes run in an direction oblique to the cleavage, they are more or less strongly deformed and a schistosity is developed conformable to that of the gneiss-granite. At such places, where the greenstone dykes run almost at right angles to the parallel structure of the granite, they are very often strongly compressed in a zigzag



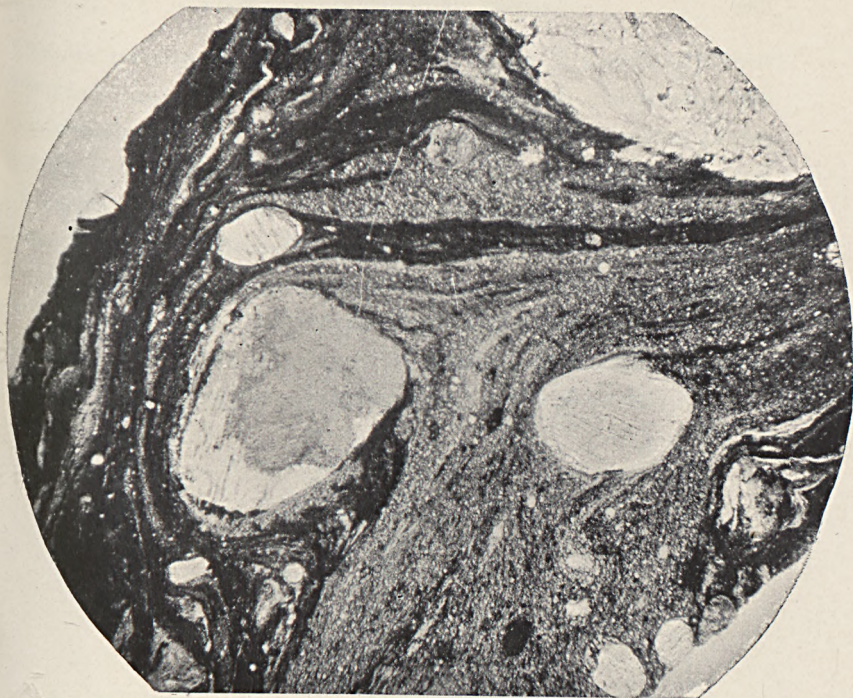


Fig. 2. „Pseudo-porphyrific” Loftahammar-granite. Nic.  $\parallel \frac{14}{1}$ .

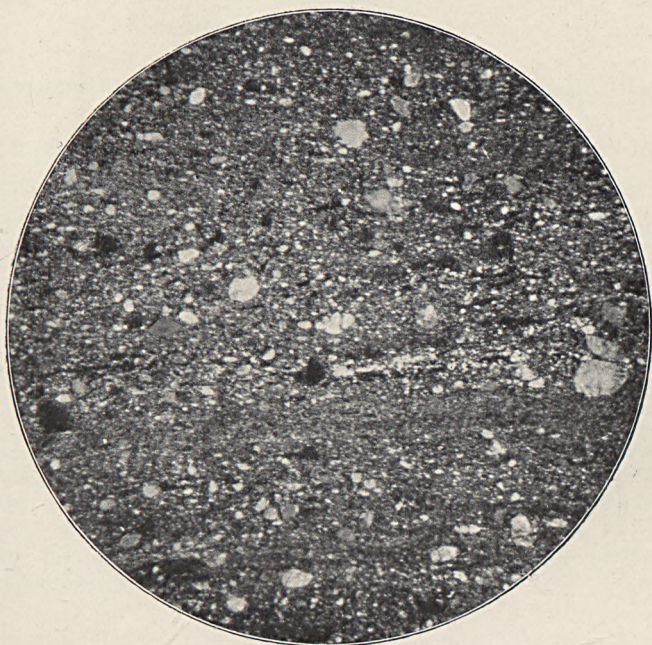
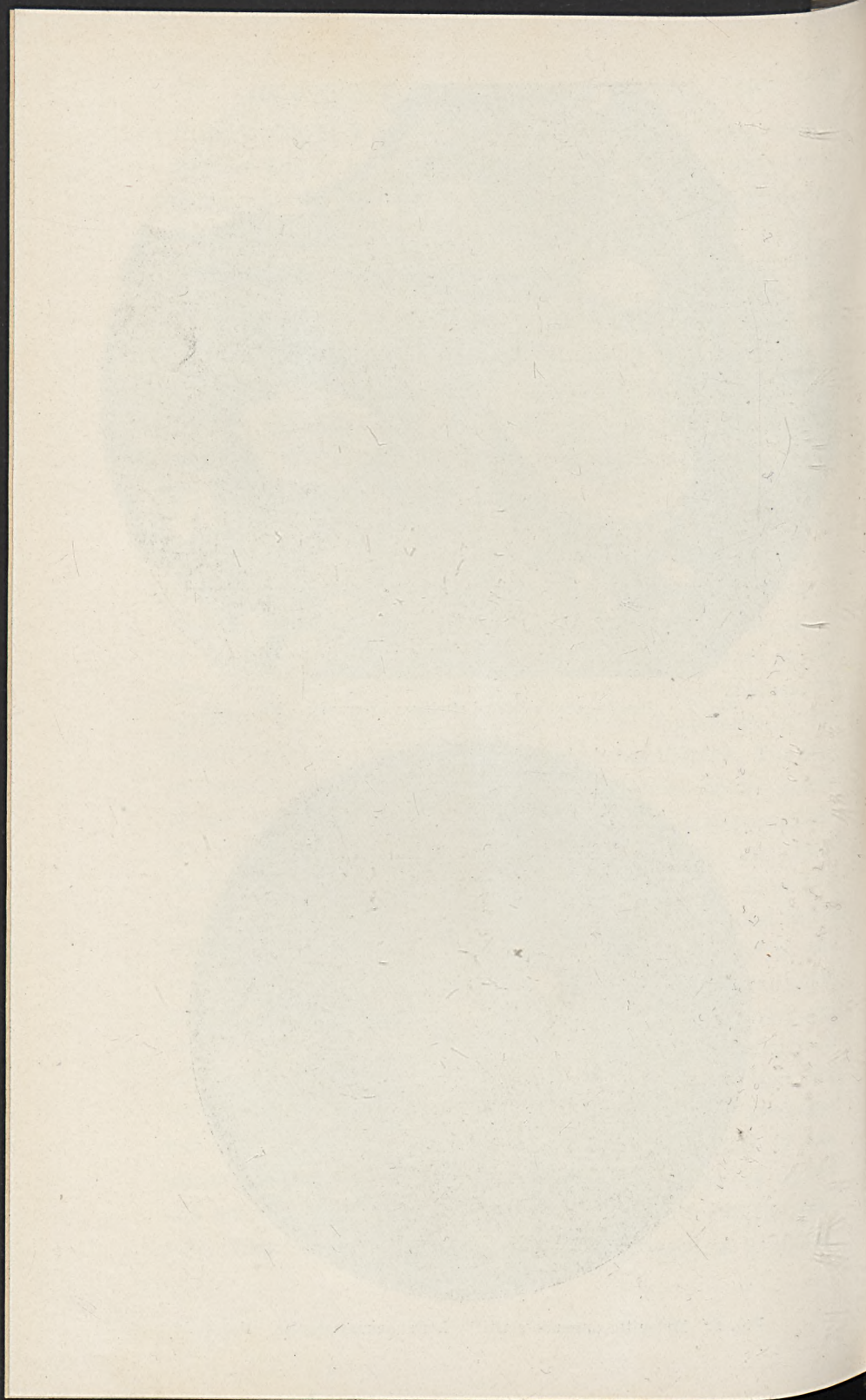


Fig. 3. Mylonitic („pseudo-elastic”) Loftahammar-granite. Nic.  $+$   $\frac{14}{1}$ .







way, as seen in fig. 4.<sup>1</sup> At several places it has finally been observed that a fine-grained granite, which penetrates the Loftahammar-granite as well as the gabbro and diorite, shows equally strong pressure-phenomena and an equally pronounced gneissose structure as the Loftahammar-granite in its immediate vicinity. These facts, to which others might be added, seem to me, when taken together, to prove that the parallel structure, at least that within the Loftahammar-district, must be ascribed for the most part to pressure metamorphism impressed on previously *solid* and much *fissured* rocks.

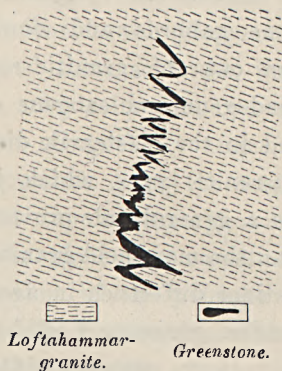


Fig. 4. Compressed dyke of greenstone in schistose Loftahammar-granite. Kalfö.

As mentioned before, the schistosity becomes more and more conspicuous when proceeding from the Västervik district northwards towards Loftahammar. As already pointed out, this schistosity of the Loftahammar rocks is, at least for the larger part, younger or simultaneous with the intrusion and consolidation of the gabbro. As now the gabbros and diorites within the more southern Västervik district no doubt are geo-

<sup>1</sup> Analogous facts have long time ago been described from some other parts of Sweden. They were regarded already in 1882 by TÖRNEBOHM (Beskrifning till geologisk öfversiktskarta öfver mellersta Sveriges bergslag, bladen 6 och 9) and 1887 by G. DE GEER (Geol. För. Förh. Bd 9, pg. 16—17) as evidences that the parallel structure in some Archæan rocks is produced by pressure metamorphosis of rocks, previously solid.

logically equivalent to the Archæan greenstones in the Loftahammar district and, as among the massive granites in the districts W. and SW. of Västervik the same chemical types occur as in the highly metamorphosed granites of the Loftahammar district, the conclusion is undeniably very near to hand that the gneissose rocks of the Loftahammar district are only a facies of the rocks of the southern Västervik district, metamorphosed by pressure, and the Loftahammar-granites were to be regarded only as strongly metamorphosed phases of the massive granites further S.

Against such a conception speaks however the circumstance, that the same gabbros and diorites, which in the Loftahammar district cut the granitic rocks under development of extensive endogene and exogene contactmetamorphic phenomena, are found in the Västervik district penetrated already by the basic granite types, which, in the Archæan of Southern Sweden, as a general rule prove to have crystallized somewhat earlier than the more acid granites of the same epoch of intrusion. A distinct difference in age seems therefore to exist between the older, gneissose Loftahammar-granites and the younger, mostly massive granites of the Västervik district. In favour hereof speaks also the occurrence in the Västervik district of bodies of a gneissose, red granite which petrographically perfectly resembles the more acid gneiss-granite types of the southern part of the Loftahammar district. At the contact between such bodies and the basic Västervik-granite the latter has sometimes been found to contain fragments, in part obviously remelted, of the red, acid Loftahammar-granite type. Different phenomena along the contact zone between the Loftahammar-granites and the granites of the Växjö-Filipstad type, occurring farther to the NW., seem to me also to speak in favour of a similar difference in age between these granites. The contacts now exposed between the named rocks have, however, evidently been buried to a great depth, and on account of this and because of the considerable



metamorphism, which have affected them after their original development, they are less elucidative of the circumstances prevailing before and at the intrusion and consolidation of the Västervik-granites.

If, therefore, the strongly schistose Loftahammar-granites are distinctly older than the mostly massive or only locally schistose Västervik-granites, a special examination is required to determine, whether the greater part of the pressure metamorphosis of the Loftahammar-granites has taken place before, during or after the consolidation of the younger granites. There is evidence enough, that also the younger granites have been subjected to a considerable pressure metamorphism, which locally has rendered them schistose, but this does not prove that the thorough schistosity and recrystallization of the district in general are altogether younger than the consolidation of the younger granites. On the contrary, it seems to me very probable that the metamorphosis and development of schistosity had taken place to a certain extent already before the final consolidation of the younger granites, although it must be admitted that no decisive evidence has as yet been brought about for this opinion.

At the researches made hitherto the granite groups of different ages have not been thoroughly separated from each other, and the map cannot therefore pretend to show their distribution correctly in detail. I wish particularly to accentuate, that in the Västervik district there are areas which should properly be called Loftahammar-granite, although, for the present, they must be classed among the younger granites. Moreover, it is, obvious that contacts at great depths between granites differing in age but not at all or only slightly as to mineralogical and chemical composition, must be so little conspicuous and elucidative if later altered by metamorphism that they are easily overlooked. Hence it seems not improbable that rocks of different ages may in some cases have been grouped together on the map.

The *Archæan greenstones* of the Västervik—Loftahammar district, especially those of the larger masses, where their primary characters are best preserved, should mainly be characterized as *norite* or *hypersthene-gabbro*, although they are often developed also as common gabbro, hornblende-gabbro



Fig. 5. Map of the northern promontory on the SE. part of Kålmålsö.

and diorite which locally grade into peridotitic and hornblende rocks. The rocks are mostly of typically gabbroid structures but assume at several places an intersertale or ophitic structure, thus passing into gabbro-diorite, which evidently is only a structural modification of the gabbro.



By a considerable assimilation of quartzite, leptite and granite *quartz-gabbros* and *diorites* are developed, especially near the contacts of the gabbro masses. They are often very rich in quartz and much penetrated by dykes of granite, pegmatite, intermediate rocks and quartz, which evidently are to be considered as a *surplus of fused, older acid rocks* that could not entirely be incorporated with the gabbro magma, but was separated at its consolidation as dykes of secondary granite, quartz etc.

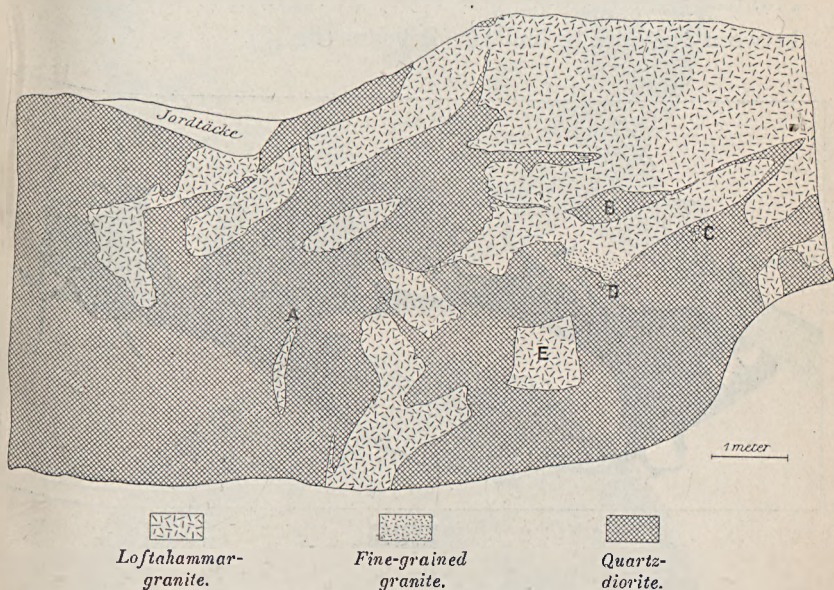


Fig. 6. Relations between acid Loftahammar-granite and quartz-diorite (strongly acidified gabbro). NE. of Storgöl.

The quartzite-leptite series as well as the Loftahammar-granites are penetrated by the gabbro. Very common and magnificent remelting and assimilation phenomena often complicate the contact relations of the gabbro, especially at its borders to the Loftahammar-granites. The intrusive nature of the gabbro is, however, proved by the contacts represented in figs. 5 and 6, which were observed at two of the

largest gabbro masses of the Loftahammar district. At both places, as in general at all contacts between the Loftahammar-granites and the gabbro that have been closer examined, the gabbro is (by endogene contactmetamorphism) strongly acidified, while the only chemical and mineralogical changes to be seen in the adjoining Loftahammar-granite is the almost invariable appearance of scapolite, which mineral is not found farther away from the contact, as well as the not unfrequent appearance, close to the contact, of a fine-grained (regenerated) granite with locally preserved micrographic intergrowths between the quartz and the felspars (fig. 8).

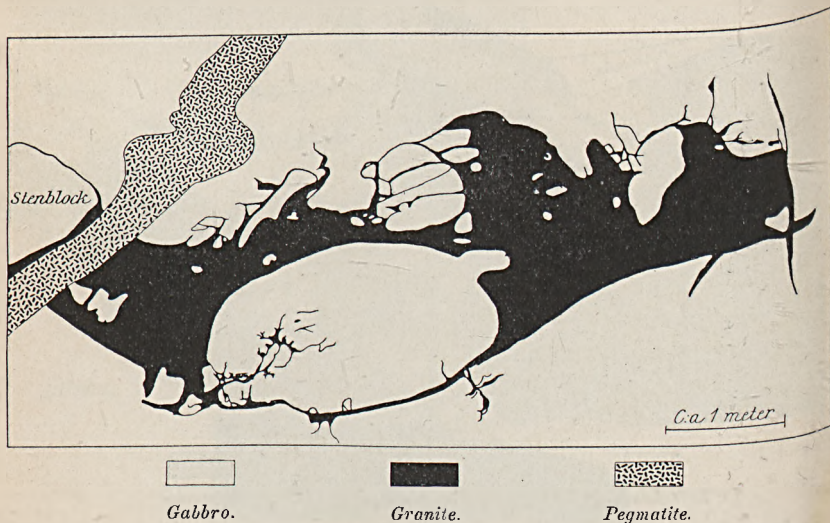


Fig. 7. Penetrating granite body in gabbro. SE. part of Kålmålsö.

Although the gabbro has thus undoubtedly penetrated the older Loftahammar-granite, it is nevertheless, especially at its borders to the latter, very often richly interwoven with granite in such a fashion as to, on a hasty examination, easily impress the erroneous idea of the granite being younger than the gabbro. The penetrating granite bodies are generally entirely surrounded by the gabbro but form nevertheless often a net-work of veins, enclosing innumerable





Fig. 8. Graphic granite. Svärdsbolmen. Nic. +.  $\frac{14}{1}$ .

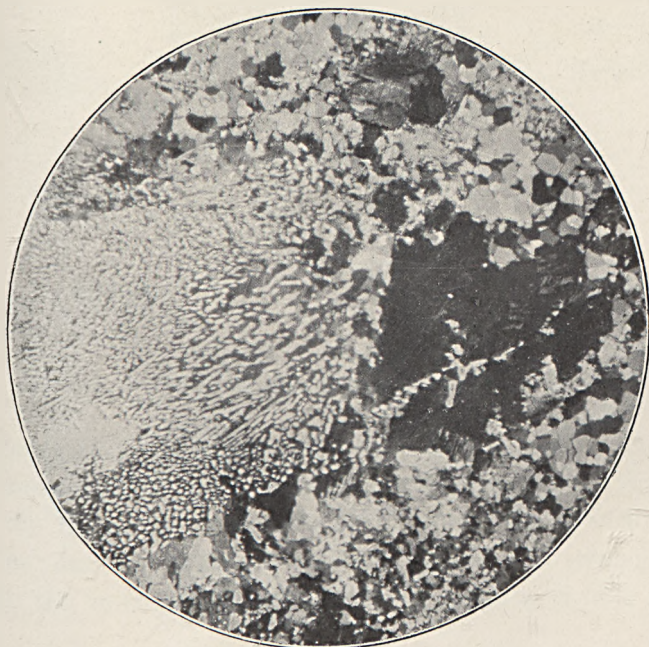
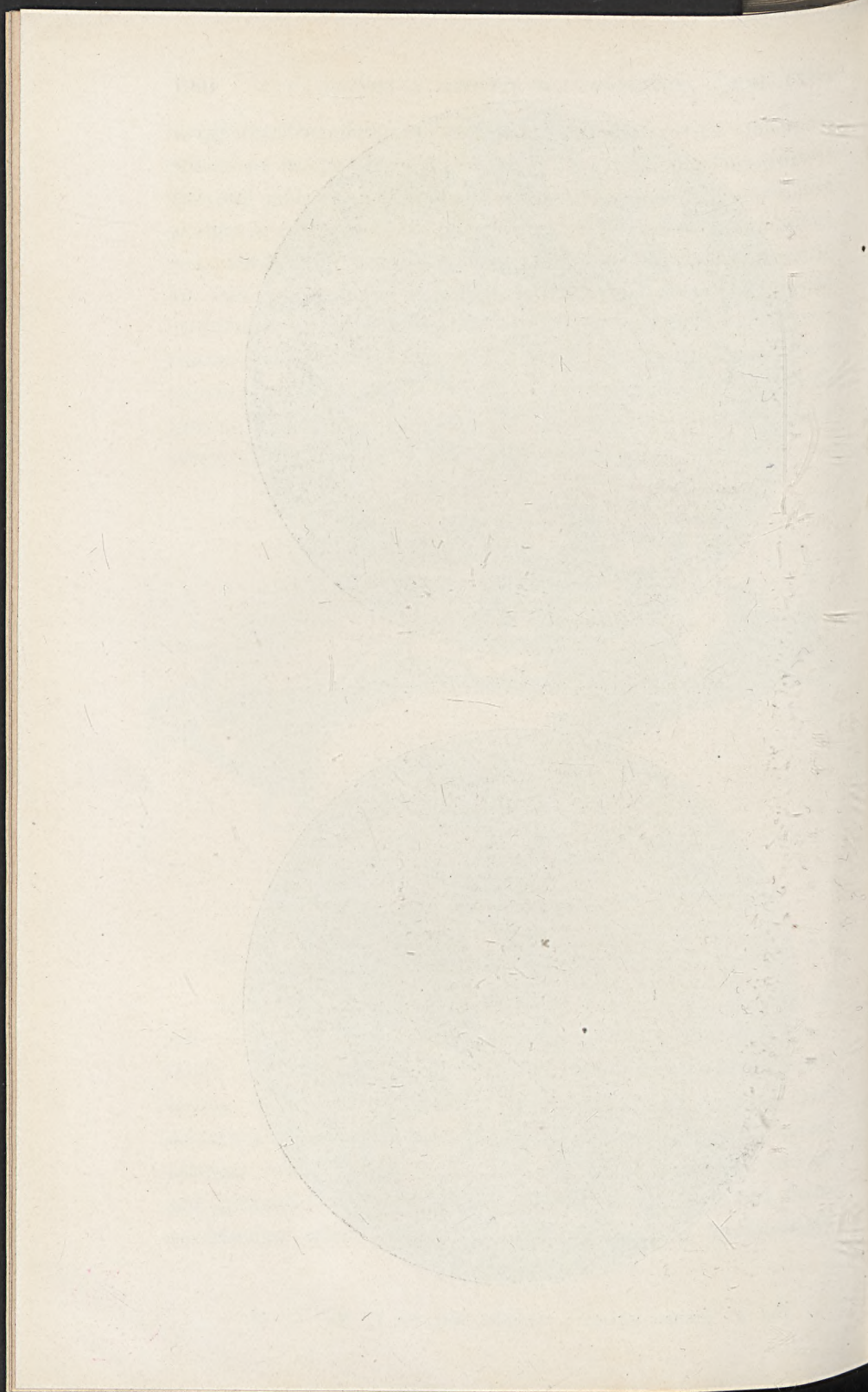


Fig. 9. Graphic structure. Granite body, fig. 7. Nic. +.  $\frac{14}{1}$ .





fragments of the gabbro. (Fig. 7 shows a granite body penetrating the gabbro only a few metres from the place, where the great gabbro apophysis represented in fig. 5 runs into the Loftahammar-granite.) The granite of the penetrating veins is often fine-grained, while that in the centres of the larger bodies is coarser and macroscopically more or less like the

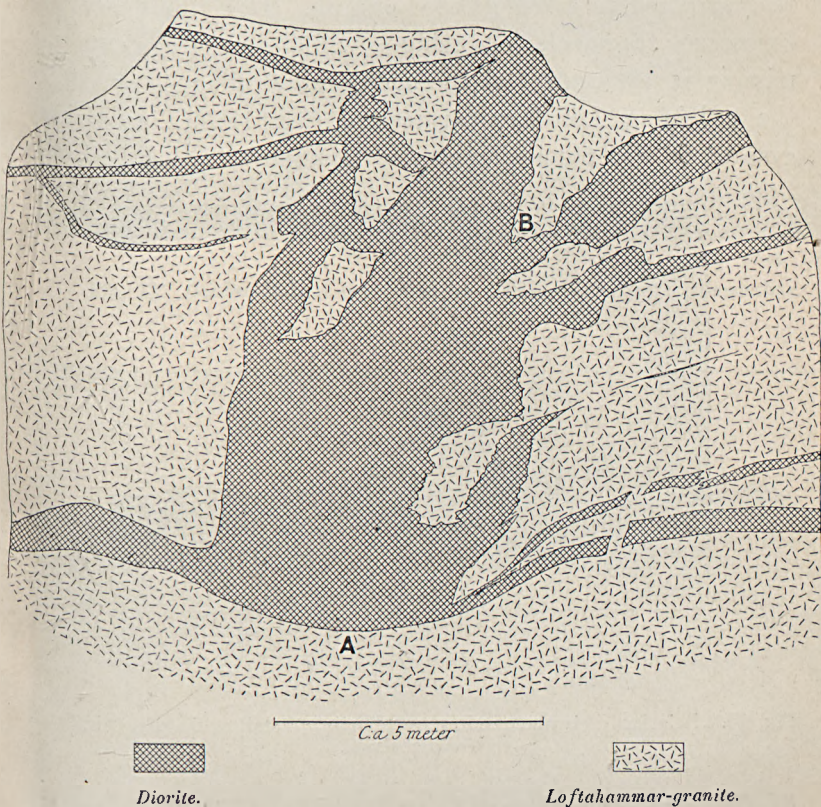


Fig. 10. Diorite penetrating Loftahammar-granite. Svårdsholmen.

adjacent Loftahammar-granite; microscopically, it is sometimes characterized by fine micrographic structures (fig. 9), which in the Loftahammar district occur *exclusively* in such contact rocks, but otherwise are entirely missing. It seems obvious that the micrographic structure in question is of a *contact-*



*metamorphic origin*, conformable to that which is often met with in Southern Sweden in the contact metamorphosed rocks connected with some post-Archæan diabases. At certain places there may be seen smaller, very clearly intrusive masses of gabbro enclosing numerous bodies of Loftahammar-granite (fig. 10), which in their peripheric parts have been remelted and recrystallized to a fine-grained granite. This granite encloses numerous fragments of gabbro, while such fragments are missing in the centres of the bodies, where the rock resembles the adjoining Loftahammar-granite (fig. 11). Fine-grained granite is also particularly often found penetrating both the

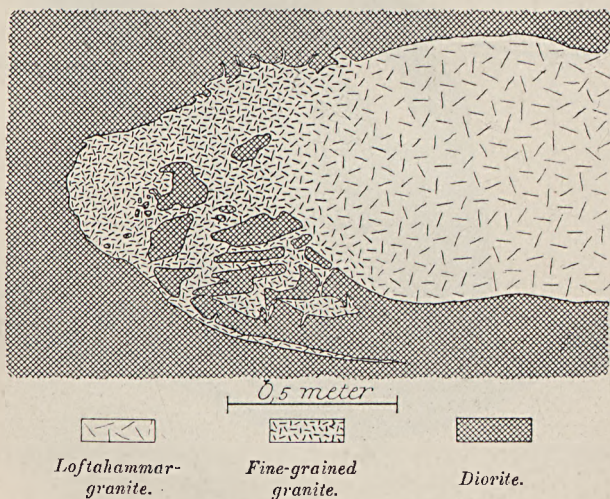


Fig. 10. Relations between granites and diorite. Detail of the part B in fig. 8. Svärdsbolmen.

gabbro and the adjoining Loftahammar-granite, but it is evidently confined to the occurrences of gabbro and is missing at a larger distance from them. Such a fine-grained granite, penetrating gabbro and diorite, has sometimes no distinct contacts and seems to pass over into the older Loftahammar-granite.

In many occurrences of gabbro (chiefly, though not exclusively in the parts of the Loftahammar-granite area, where the





Auth. phot. 1907.

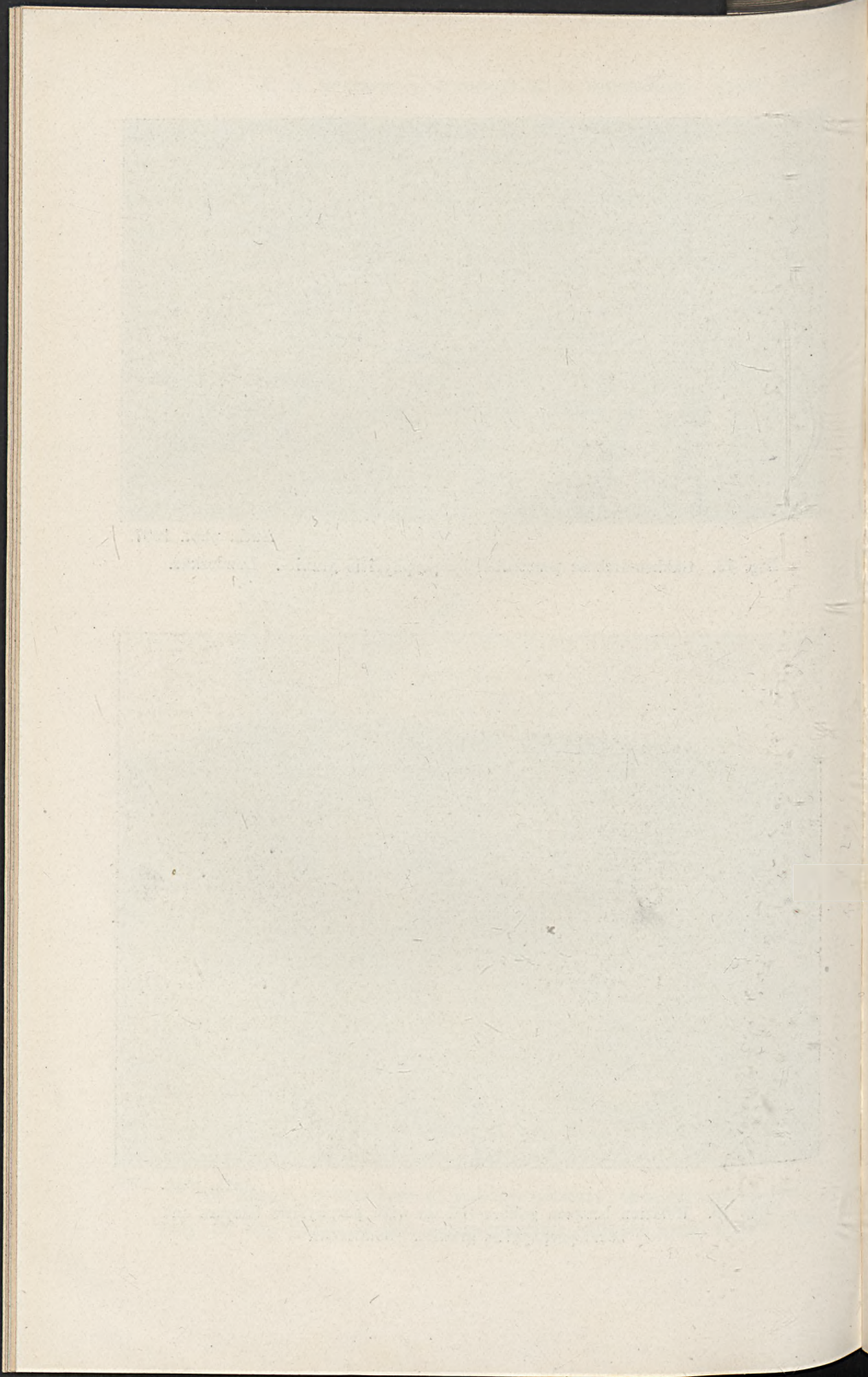
Fig. 12. Gabbro-diabase penetrated by porphyritic granite. Bondeskär.



Auth. phot. 1907.

Fig. 13. Relation between gabbro-diabase with porphyritic felspars and basic porphyritic granite. Bondeskär.







porphyritic gneiss types predominate) the mixture between granitic and gabbroidic material is still more intimate. The gabbro is then interwoven (fig. 12) by a net-work of red granite, usually of its coarse-grained, porphyritic structure and, except for its less metamorphosed, more »youthful» appearance and the micrographic structures present, considerably resembling the Loftahammar-granite, which it often comes very near also in chemical respects (cfr. the analyses, pages 981 and 1023).

The above mentioned granite, which *penetrates* the gabbro, is, however, also observed successively *passing* into a gabbro with scattered porphyritic »eyes» consisting of microcline in intergrowth with oligoclase and quartz (fig. 13). In addition more or less dark-cloured, intermediate, hybride rocks occur which are intimately associated with the above-named granite, usually penetrating, but sometimes passing into the gabbro and themselves penetrated by the still more acid granites.

Contact-phenomena analogous to those already described also occur at the *contacts of the gabbros and diorites with the rocks of the quartzite-leptite series*. The gabbro and diorite clearly penetrate the latter rocks, sending out numerous dykes and apophyses which are often found to cut the bedding of the older rocks and sometimes even to enclose fragments of quartzite and leptite. Especially within the smaller greenstones occurring in the quartzite-leptite series at several places. there may be seen partially resorbed fragments of the latter rocks embedded in an acid, dioritic groundmass, rich in quartz and often also orthoclase-bearing. Such acid gabbro or diorite varieties are generally more or less interpenetrated with granitic and pegmatitic veins, which, by a gradual decrease in the amount of feldspars, not seldom pass into quartz veins. The dioritic component of such assimilation rocks usually shows a very variable character as to structure as well as chemical and mineralogical composition. The rock may

often be characterized as a *breccia* composed of dark-colored, basic *diorite* types, intermediate, *hybride types*, *pegmatite* and, as a phase of the latter, pure *quartz*, all welded together in a very complicated way. As a rule, the intermediate, *hybride* types occur interwoven with the most basic types, while the most acid members (the *pegmatite* and the *quartz*) penetrate them all, thus indicating that the consolidation of the different types, also here, broadly speaking, has taken place after increasing acidity. Distinct fragments of *quartzite* and *leptite* are usually absent or only rarely seen in such heterogeneous rocks, no doubt depending upon the almost complete assimilation of the acid material by the basic magma.

Also the larger *gabbro* masses show at the contacts with the *quartzite-leptite* series marked endogene contact changes, manifesting themselves especially in a strong acidifying of the *gabbro*, which within the contact-zones sometimes holds as much as 25—30 per cent of its volume free *quartz*. Here, too, the *gabbro* is found penetrated by acid *pegmatite*, which often passes into reddish or blue glassy *quartzite* of identically the same composition and appearance as the dense and glassy *quartzites* which constitute important members of the *quartzite-leptite* series in the southern parts of its area. In the neighbourhood of Hula similar *quartzitic dykes* are met with in a strongly acidified *gabbro*, which stand in obvious connection with fragments of *quartzite*, enclosed in the *gabbro*.

Contact-phenomena similar to those described above from the contacts between the *gabbros* and *diorites* and on the other side the *Loftahammar-granites* and the *quartzite-leptite* series are not unfrequently met with in the Swedish Archæan, and very often cause difficulties in determining the relations in age between the *granites* and the *green-stones*.

According to my opinion, contact-phenomena of this kind are in the first place caused by the *assimilation of the gabbro-magma*, which, at its intrusion, has more or less com-



pletely fused and partially assimilated the older acid rocks. At the final cooling and consolidation a part of the absorbed foreign material remained incorporated in the gabbro-magma giving rise to quartzose, dioritic modifications of the same, but to a great extent the earlier more or less completely assimilated material was separated from the syntectic magma<sup>1</sup> forming intermediate (hybride), granitic or quartzitic rocks, which consolidated in a definite order after increasing acidity. This refusion of the older rocks has evidently in many cases been incomplete and, for inst., confined to the outer parts of the larger fragments, leaving their central parts more untouched, or it has touched only a very narrow zone, close to the gabbro contact. It is quite evident, that in many cases processes of *magmatic differentiation* during the cooling and consolidation have contributed to the origin of the described contact-phenomena, but in my opinion such differentiation processes have exerted only a comparatively *secondary* and modifying influence on the phenomena which have principally been caused by magmatic assimilation of older rocks.<sup>2</sup>

SVENONIUS has pointed out [6] that the gabbros and the diorites of the southern Västervik district are younger, or perhaps sometimes contemporaneous with the granites. In the same district, at the contact between a «basic» granite, belonging to the Våxjö—Filipstad series, and a mass of gabbro, petrographically identical and certainly also geologically contem-

<sup>1</sup> This term is used in accordance with F. LOEWINSON-LESSING (Studien über die Eruptivgesteine. Compte-rendu de la VII. sess. du Congr. Géol. Intern. Russie 1897) and R. A. DALY (The mechanics of igneous intrusions. Am. Journ. Sc. 1903, 1908).

<sup>2</sup> A more detailed account of the mutual relations between the gabbro rocks, the granites and the quartzite-leptite series of the Västervik—Lofthammar district will be found in a paper by the author: Om relationerna mellan grönstenarna, graniterna och kvartsit-leptit-serien inom Lofthammar-området (On the relations between the greenstones, granites and the quartzite-leptite series in the Lofthammar district). S. G. U. Årsbok 3 (1909), No 7.

poraneous with the gabbros in the Loftahammar district, I have found the granite penetrating the gabbro. Since the basic granites of the Våxjö—Filipstad types, as far as hitherto known, elsewhere in Southern and Central Sweden seem to be somewhat older than the acid granites belonging to the same series, it seems to exist a real, distinct difference in age between these and the Loftahammar-granites, the former being younger than the latter. (Cfr. pp. 996—997.)

#### *The quartzite-leptite series.*

*The quartzite-leptite series* occupies a somewhat larger zone, striking NW. to SE., in the middle of the area covered by the map. Outside this zone rocks, referable to the same series, occur as numerous smaller bodies or islands, especially in the granites of the Västervik district.

The most important component of the series is *quartzite*, in the southern part of the district mostly dense and glassy with a colour varying from more or less dark bluish-gray to white or reddish. Particularly in the NE. parts of the area occur macrocrystalline, light-gray to reddish types. Besides feldspars in varying quantities, the quartzite contains at several places some biotite, muscovite and magnetite, sometimes also andalusite, sillimanite and tourmaline. At the boundary to the Loftahammar-granite, and also in the smaller bodies within the latter, the quartzite contains much feldspar and at the same time the »granoblastic» structure of the normal quartzite is replaced by a more granitic one.

The *leptite* is closely connected with the quartzite by means of transition forms and alternate bedding and predominates quantitatively over the latter, especially within the Loftahammar district. Typically developed the leptites of the district are gray to brownish, fine-grained and distinctly bedded rocks, principally composed of feldspars, quartz, biotite and magnetite, to which within numerous districts, characterized by stronger metamorphism, are added in larger or smaller quantities (and



often replacing one or several of the minerals mentioned) sillimanite, andalusite and cordierite.

In spite of the strong metamorphism that has affected the quartzite-leptite series, there nevertheless remains several features indicating its origin, among which the most common is an unmistakable *bed-structure*, showing a regular alternation of layers of different composition. At several places *cross-bedding* can be observed and sometimes (however outside the mapped area) layers of *conglomerate* have been found in the quartzite. These circumstances show that the quartzite-leptite series, at least to a large extent, is a *sedimentary formation* and was originally *deposited at a small depth*.

The *metamorphism* of the quartzite-leptite series may chiefly be characterized as an intense contact metamorphism, induced from the considerable intrusive magma masses, which have penetrated it, and exaggerated by its subsidence down to a very great depth below the surface during the most important periods of metamorphism. Especially the leptites have, by this metamorphism, been converted into a series of petrographically very varying rocks, such as red, *fine-grained, granite-like gneisses, sillimanite- and andalusite-gneisses*, sometimes coarse-grained and massive, and peculiar, *heterogeneous, often brecciated or veined gneisses* (»migmatites»). Above all the last-named brecciated and veined gneisses show a great capacity of variation. A certain regularity exists however in the manner, in which their individual petrographic members are associated with each other. Thus, the femic types occur as enclosures in the more intermediate gneiss types. These, in their turn, sometimes pass gradually into granite or pegmatite, of varying composition and structure. In many other cases, however, the femic and intermediate types are brecciatedly penetrated by the last-named rocks, which evidently are the last crystallized parts of the mixed gneiss. Sometimes also fragments of typical leptites and quartzites are found in coarser gneiss types, or in granitic and

pegmatitic types, and not seldom in a heterogeneous matrix, which itself may be characterized as a breccia. Often light-colored pegmatitic types are found in connection with the most femic rocks.

All these and other invariably present features of the heterogeneous, highly contact-metamorphosed varieties of the quartzite-leptite series show important analogies with the phenomena, which have developed where the gabbros have partially remelted and assimilated the Loftahammar-granites, and which, on a much larger scale, are met with in the mixed gneisses of the Kärö—Askö district (pages 1010—1014). Within the Loftahammar district the highly metamorphosed rocks mentioned above (coarse-grained and partially massive sillimanite-andalusite-gneisses and brecciated gneisses) are limited chiefly to the contact zone between the quartzite-leptite series and the largest gabbro mass of the district. Hence, it seems obvious, that their present peculiar structures and architecture are produced mainly by the influence of the gabbro-magma. Also in the Västervik district the same relation seems to exist between similar metamorphosed members of the quartzite-leptite series and the intrusive igneous rocks.

Especially many of the brecciated gneisses, limited to the contacts between the gabbro and the quartzite-leptite series, seem to me to prove that they have received their characteristic present appearance during a state of semi-fluidity, caused by the gabbro-magma. This condition may have approached but generally not passed into complete remelting of the rocks of the older quartzite-leptite series nearest to the contact. The granitic and pegmatitic components of the brecciated gneisses mentioned above however seem to have been brought into a completely molten state.

The granite and gabbro have evidently, as mentioned above, assimilated considerable quantities of the quartzite-leptite series, producing within the contact area more or less abnormal granites, gabbros and diorites, which in certain



cases may be said to constitute intermediate forms between the sedimentary series and the intrusive igneous rocks.

#### The Kârö—Askö district.

The gneiss formation of the Kârö—Askö district forms in its details a very variegated mixture of a great number of different rocks which, as a rule, do not appear well separated from each other but are intimately interwoven as to form a geological unit, the different elements of which cannot consistently be kept apart from each other on a map of a large area.

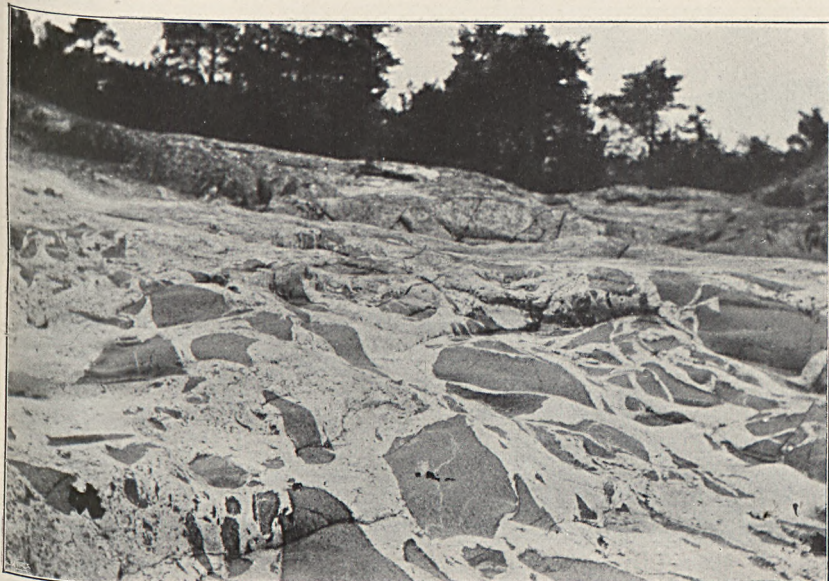
Regarding the rock types and especially the manner in which these are associated with each other, the district obviously offers great similarities with the so-called Lewisian Gneiss in the NW. of Scotland, such as it is described in the memoirs of the Geological Survey of Great Britain »The geological structure of the North-West highlands of Scotland», London 1907.

Predominating components of the gneiss territory in question are gray, fine-grained to medium-grained *biotite-hornblende-gneisses*, showing transitions to or otherwise closely connected with *amphibolites*, locally also with *hornblenditic* rocks, and enclosing smaller bodies of *eclogitic*, *pyroxenitic* and *peridotitic* rocks. The amphibolitic gneisses are sometimes replaced, especially in their continuation north of the map, by *pyroxene-gneisses* and by *plagi-pyroxenites*, which through intermediate forms (pyroxene gneisses with amphibole etc.) are closely connected with the biotite-hornblende-gneisses and the amphibolites. Garnet occurs often, although only along narrow zones as an *essential* component (garnet-gneiss). In many places within this gneiss area rocks occur, which are closely connected with the gneisses mentioned above, and petrographically much resemble common femic members of the »leptite-formation» in Southern and Central Sweden. Less common are acid leptitic gneiss types. Sometimes (but only locally) such leptitic gneisses contain much sillimanite.

Besides the above mentioned, mostly *dark*-coloured rocks there are present also red or reddish, fine-grained to medium-grained *granite-gneisses* and *gneiss-granites*, which occupy a zone between the Västervik—Loftahammar districts previously described and the heterogeneous gneiss territory, and also occur as smaller bodies within the latter. In the first-named boundary zone is found a very strongly, often lineary schistose, red granite-gneiss. Further to the north, within the Askö district and north of the map-boundary, we often find less strongly schistose, sometimes fully *massive*, granitic rocks. Not seldom these granites are pegmatitic or pass into pegmatite. At numerous places within the Kärö—Askö district occurs a coarsely porphyritic *gneiss*, often very similar to the «eyed» gneissose types of the Loftahammar-granite NE. of the inlet to Loftahammar (cfr. pages 992—993). In the central parts of the larger occurrences of this porphyritic gneiss, a little outside of the map, it assumes the character of a coarse-grained granite, which then seems closely connected with the gneiss-granite. At the borders towards the other, dark-coloured gneiss types the porphyritic gneiss passes into *veined*, *pegmatitic gneisses* with bands of amphibolites or femic gneisses. In the SW. part of the Kärö—Askö district this gneiss mostly occurs as narrow zones in the femic gneisses and the amphibolites, into which it gradually passes by decreasing amount of felspars. At the same time pegmatite appears as veins or nodules in the rock.

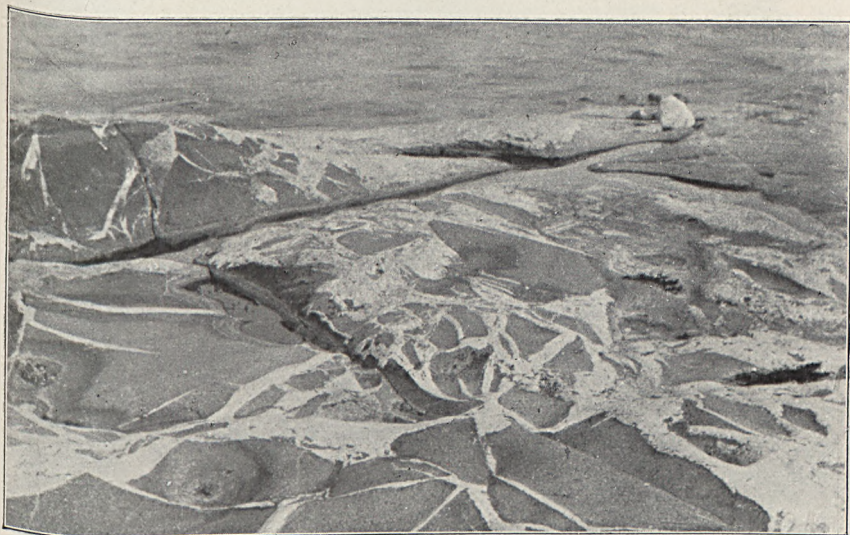
As a rule, the enumerated types of rocks occur closely associated with each other, intimately connected by *brecciated* or *veined gneisses (migmatites)*. In spite of the exceedingly rapid variation in detail and the, at first sight, chaotic confusion shown by the ground in this district, there exists nevertheless an unmistakable regularity in the manner in which the different petrographic members are associated with each other. Thus the most basic types (peridotitic and pyroxenitic rocks, hornblenditic rocks, biotite-rocks and basic





Auth. phot. 1906.

Fig. 14. Granite-amphibolite breccia. E. shore of Brandholmen.



Auth. phot. 1906.

Fig. 15. Granite-amphibolite breccia. E. shore of Brandholmen.





Auth. phot. 1906.

Fig. 16. Veined gneiss („Arterit“). Islet E. of Norrnåla.



Auth. phot. 1906.

Fig. 17. Body of hornblenditic rock in grey gneiss.  
(The hornblenditic rock surrounded and penetrated by pegmatite not  
occurring in the gneiss farther off.) E. shore of Ö. Oisön.



amphibolites or plagi-pyroxenites) are found as enclosures, usually rounded, in less basic amphibolites or hornblende-gneisses (resp. pyroxene-gneisses), while the latter occur as fragments in more intermediate gneisses, which, in their turn, are enclosed and interwoven by reddish, red, or light-gray granitic gneisses. Apparently as a last sprinkling in the mixed gneisses there occur finally light pegmatitic or aplitic rocks, sometimes as net-works of cross-cutting bodies (fig. 15), sometimes without distinct contacts joined with other granite-gneisses or intermediate gneisses, but always with indications of having crystallized somewhat *later* than these. Where leptitic rocks are observed in the mixed gneisses of this district, they occur as *enclosures* in the coarser, gneissic types.

The *veined gneisses* and *brecciated gneisses*, especially characteristic of the district in question, show a groundmass of dark-coloured gneiss or amphibolite, abundantly interwoven with veins or dykes of red, reddish or light-gray granitic rocks, in most cases obviously connected with somewhat larger granite bodies. (Figs. 14, 16 and 18.) The granite often contains fragments of the dark rocks and, owing to assimilation processes, becomes very varying in composition, with patches of a simple quartz-felspar-composition intermingled with others rich in hornblende, biotite or other femic minerals, and with patches of various intermediate types. In close connection with veined gneisses occur often typical *breccias* with now sharp-edged, now rounded fragments of amphibolites or dark gneisses, embedded in a matrix of granite or pegmatite (figs. 14—15). It is a particularly often returning feature that the penetrating rock in such typical breccias consists of *pegmatitic* or *aplitic* granite; very often the pegmatite is obviously closely *associated with the breccia* itself, while it is absent in veined gneisses with more intimately mixed components into which the breccias pass directly and often very rapidly. In such breccias it may often be observed that the fragments, enclosed in the pegmatite, are far more basic than the rock adjoining the breccia.

Thus the fragments of such breccias often consist of hornblenditic rock, while no such basic rock occurs outside the breccia.

Also in some other »migmatitic» gneiss types light-coloured pegmatite often forms contact-zones bordering enclosed bodies of hornblenditic rock or amphibolite which it also crosses in veins, while it is absent or very rare further away from such basic rock bodies (fig. 17). One is therefore sometimes under the impression that the most femic and the most salic components in the migmatitic gneisses consist of the most differentiated parts of the rock mixture, formed during the metamorphosis.

Sometimes dark fragments occur brecciatedly embedded in a matrix, which should itself be characterized as a breccia.

As already mentioned, the typical, veined gneisses and breccias pass at innumerable places into the quantitatively predominating, still more intimately mixed gneisses in which the different components are less sharply separated and, without any fixed contacts, joined to each other. Thus heterogeneous gneisses are obtained with more or less wavy parallel structure or locally massive, and with the chemical and mineralogical composition varying from one spot to another. The unmistakable, though mostly rather veiled, brecciated or veined structure, and the transitions to typical breccias and veined gneisses present, indicate, however, that all the discussed rocks are formed by the varying influence of the same geological process. *As a characteristic feature may be pointed out that typical breccias, veined gneisses and more intimately mixed gneisses very often are observed close together and connected by transitions.*

All the rocks of the Kärö—Askö district show metamorphic »crystalloblastic» structures, mostly combined with marked schistosity. Within the south-western part of the district, nearest to the Loftahammar district, real cataclastic phenomena are strongly marked; in the more northern and





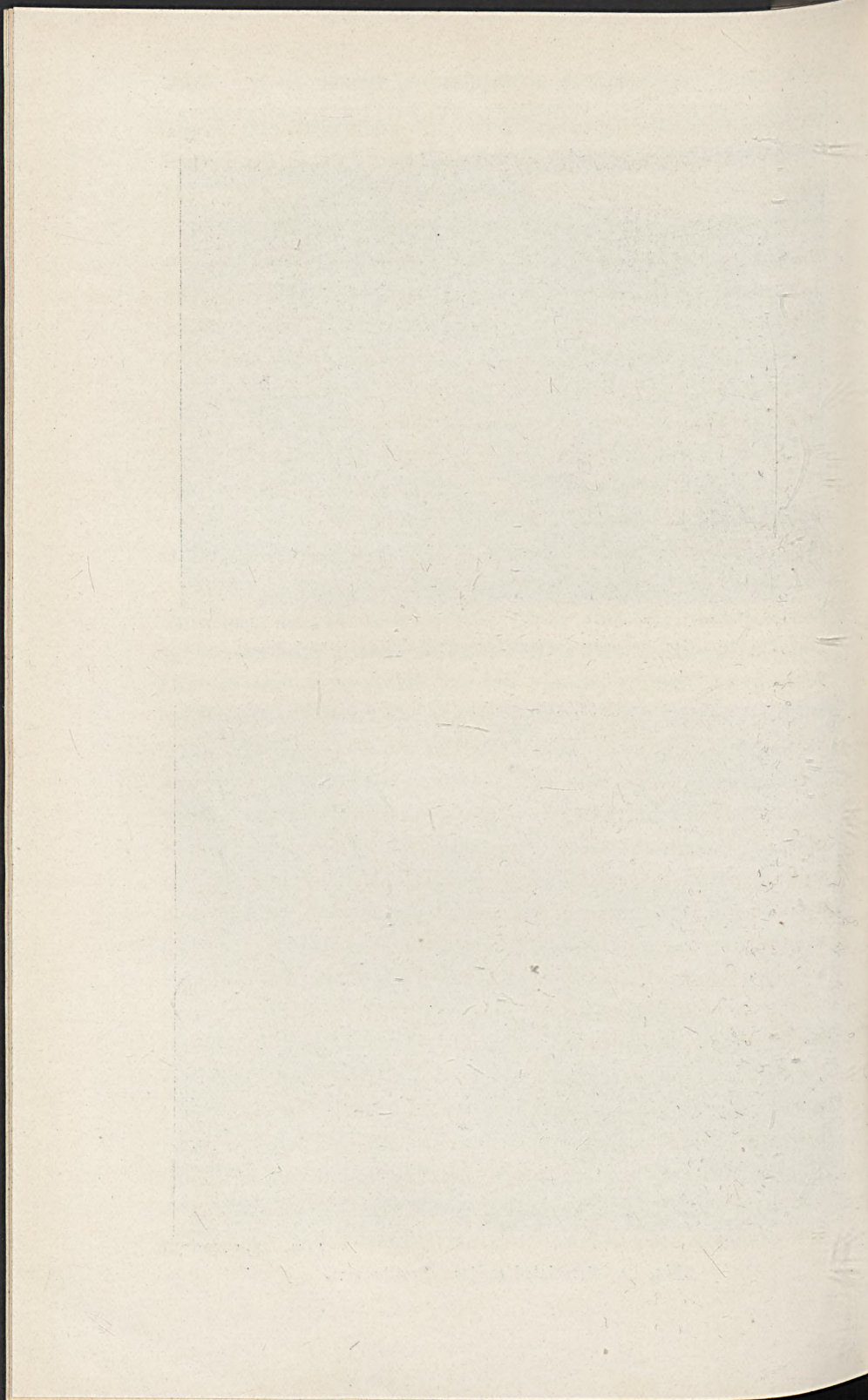
Auth. phot. 1907.

Fig. 18. Granite body penetrating amphibolite. Stådsholmen.



Auth. phot. 1907.

Fig. 19. Brecciated gneiss. Trollholmen.





north-eastern parts the crystalloblastic structures are in general predominating over the cataclastic ones, although the latter, also here, locally are strongly pronounced. In many cases the cataclastic structures seem to be younger than the entirely crystalline ones, and confined to later dislocation zones, often also marked in the modern topography of the district. In other cases, again, the cataclastic structures cannot be essentially younger than the formation of the brecciated, veined or banded structures. The nearer relations between the different metamorphic structures within the district are, however, not yet completely explained.

The manner in which the different types of rocks within this district are associated with each other, seems to me to indicate that this peculiar rock complex has received its present character while in a semi-fluid condition, closely approaching and locally passing into a completely magmatic condition. Noteworthy is also in this respect that the mutual relations of the different types of rocks prove that they, broadly speaking, have crystallized in the same order (after decreasing basicity) as also holds true for the corresponding types which form members of the ordinary igneous rocks of this regions. The heterogeneous development of the rocks in the present district should then, in my opinion, be explained as the result of a cooperation between processes of differentiation and assimilation operating in a semi-fluid mass which was at least partially in a magmatic condition.

Of genetic importance are, in my opinion, the analogies which exist between the rocks of the highly metamorphic Kärö—Askö district and the highly contactmetamorphosed border rocks developed at the contacts of the quartzite-leptite series with certain larger intrusive masses. Important analogies are also present between the rocks of this district and those rocks within the other districts whose origin appears to be due to a remelting and partial assimilation of older rocks and a later differentiation of the regenerated

magma. These analogies prove that the conditions, prevailing at the level of the present surface within the Kärö—Askö district during the time when it received its most striking features, must essentially have resembled those existing within certain contact zones close to intrusive igneous rocks, where the metamorphism has been very strong and was accompanied by partial remelting. Nevertheless, it is evident that the extensive and (in spite of the almost infinite variation in details), broadly speaking, uniformly developed gneiss region could not have received its present development through the influence of the igneous bodies which have later invaded it. As it might be in opposition to present petrographic experience to consider this gneiss district as a primary, purely igneous product, its most characteristic petrological features must, in my opinion, have been developed by regional metamorphosis of pre-existing Archæan rocks at a very great depth, where the same physical conditions were existing as when rocks have been extremely metamorphosed and partly remelted by the action of intrusive magma masses. The essential present features of the Kärö—Askö district may, therefore, be due to a strong metamorphosis at so great a depth that the whole rock mass was brought into a semi-fluid state, partially passing into complete remelting. The numerous smaller masses and bodies of granite which penetrate the amphibolites and the more or less basic gneisses and which are often intimately connected with porphyritic gneisses and certain other mixed gneisses, are probably, according to this opinion, formed by the parts of the older ground, which were completely regenerated to magma during these metamorphic processes and which have later become consolidated, partly after differentiation or assimilation processes.

As to the *original nature* of the rocks, before they were subjected to this deep-seated metamorphism, but little can be said at present. As will be pointed out in the following, it seems obvious that the Kärö—Askö district includes rocks



which must be considered as metamorphic equivalents of the gabbros and diorites in the Västervik—Loftahammar district. In many places within the Kârö—Askö district (especially, however, outside the map) also rocks are found as members of the mixed gneisses or closely connected with such gneisses, which at the same time show the petrographical characters of some leptites in the Västervik—Åtvidaberg zone, with which they also sometimes stand in connection in the field. The behaviour of the named leptitic members of the heterogeneous gneiss formation seems to indicate that they are less metamorphosed relics of the same (or a similar) leptite series.

From the adduced facts it may be supposed that the Kârö—Askö district was originally composed of supercrustal as well as infracrustal rocks, partly of the same character as some better preserved members of the Archæan in the Loftahammar—Västervik district or in other parts of Southern Sweden.

#### The general relations of the different Archæan rocks in the district.

As is the case of most other Archæan districts a more detailed explanation of the relations of age between the different Archæan rocks is rendered very difficult by the radical and imperfectly known metamorphic processes, which have affected the district. The following statements may, however, be made at present.

It is indisputable that the supercrustal quartzite-leptite series is older than the Västervik-granites, which have intruded into the former and cut it to pieces under development of very conspicuous and peculiar phenomena of endogene and exogene contact metamorphism.

Even along the destroyed contact zones between the same series and the highly metamorphosed Loftahammar-granites may it be observed, at different places, that the granites enclose

small, rounded fragments of leptitic gneiss and quartzite for which reason also these granites, at least in their present state, seem to be younger than the quartzite-leptite series. As far as we know at present there is no evidence of any granite in this region older than the quartzite-leptite series.

The gabbros and diorites are younger than the Loftahammar-granites as well as than the quartzite-leptite series, penetrating all these rocks in the same way. On the other hand some of the Västervik-granites are found penetrating the same gabbro- and diorite-types. The difference between the Loftahammar-granites and the Västervik-granites (i. e. »Växjö-granites») in their relations to these gabbros and diorites seems to prove that the former are decidedly older than at least the larger part of the Västervik-granites.

Of great interest are the relations between the rocks of the highly metamorphosed Kärö—Askö district and those of the Loftahammar—Västervik district. Broadly speaking, the boundary between the two districts is distinct to a certain degree, but there may nevertheless be said to exist a sort of transition between them. This is indicated by the appearance, at several places along the boundary line, of a series of amphibolites and amphibolitic gabbros which petrographically occupy a position intermediate between the gabbros of the Västervik—Loftahammar district and the amphibolites of the Kärö—Askö district. No doubt, the amphibolites of the border zone between the districts in question are, at least to a great part, strongly metamorphosed phases of the intrusive greenstones in the south-western district. It seems therefore very probable, that a considerable part of the amphibolites, amphibolitic gneisses and allied rocks in the Kärö—Askö district has the same origin, so much the more, as otherwise it would be difficult to understand why the basic intrusive rocks with primary structures are found just up to the border of the heterogeneous gneiss formation, but not within the same. It is further established that the fine-grained to medium-grained gneiss-



granite rocks, which are found immediately at the north-eastern border of the Loftahammar-granites and, according to what has been said before, are intimately interwoven with the dark gneisses and amphibolites, also at the boundary to the coarse-grained Loftahammar-granite behave as at least a little younger than this. At its north-eastern boundary the Loftahammar-granite becomes, at several places, heterogeneous, on account of plentiful invasion of veins and bands of the appearance and composition of the fine-grained granite which also encloses round or elongated pieces of Loftahammar-granite. Sometimes the veins of the fine-grained gneiss-granite are so numerous in the Loftahammar-granite, that the rock as a whole assumes the character of a kind of *veined gneiss*. The penetrating gneiss-granite is not seldom found in connection with *pegmatite*.

If, therefore, the amphibolites of the Kärö—Askö district include metamorphic varieties of the gabbros and diorites of the Västervik—Loftahammar district, and the gneiss-granites associated with them are younger than the Loftahammar-granites, it follows, that the Kärö—Askö district, in main, has received its present characteristic appearance, not only after the consolidation of the Loftahammar-granites, but also after the intrusion of the gabbro into the latter. It becomes then very probable (from what has been said before on pp. 994—995 of the gneiss structure of the Loftahammar-granites) that the Loftahammar district and the Kärö—Askö district have received their essential metamorphic features, broadly speaking, at the same time and through the same geological process. It seems also evident to me that the especially characteristic metamorphism of the latter district was developed at a greater depth and was very probably also in other respects more intense than in the former. On the other hand it must be left as still altogether undecided, whether the radical metamorphism of the Kärö—Askö district is in its essential part older or younger than or perhaps con-

temporaneous with the intrusion and consolidation of the massive granites of the Västervik district and of the interior of Småland.

#### Post-Archæan rocks.

Within the district discussed two kinds of rock are further to be mentioned, although they have not been indicated on the accompanying map (Pl. 40), owing to their extremely small distribution within the district. These rocks are *bronzite-diabase* and *sandstone*. Both occur as dykes in the Archæan rocks and clearly prove to be distinctly younger formations.

The *bronzite-diabase* forms a considerably large number of long and straight but very narrow dykes (some *cm* or as a maximum 3 *m* in width) in the northern part of the map. They generally run E.—W. or SE.—NW., sharply cutting the schistosity of the Archæan, and themselves often cut by small faults. The diabase is altered to a large extent, the pyroxenes being replaced by amphiboles and by chloritic or serpentinous substances. Along certain more marked lines of dislocations it has been transformed into a fine-grained, almost dense amphibolite which however by its relations to the schistosity and to the amphibolites of the Archæan clearly proves its post-Archæan nature. To judge from the state of things in the field the bronzite-diabase was erupted in connection with young, post-Archæan dislocations which have taken place chiefly along certain zones, well marked in the topography of the district.

*Sandstone* has been observed as fillings of narrow fissures in the Archæan rocks at three places in the middle of the map and also to the north and south-west of it. All these sandstones are perfectly clastic without any traces of pressure or contact metamorphism. No fossils have as yet been found in them, but petrographically they agree with the Cambrian sandstones, which occur a little to the south of the



map. Similar dykes of sandstone have also been found at some other places of Fenno-Scandia, far from the present areas of fossiliferous deposits, and by finds of early Cambrian fossils they are proved to belong to the bottom-formations of the Cambrian. It is therefore most probable that the sandstone dykes also within the district here discussed are of early Cambrian age.

Judging from its more advanced metamorphism, the bronzite-diabase is most probably older than the sandstone and therefore of *Algonkian* age.

## II. Excursions.

### Långö.

The southern part shows a light-grey to reddish, pegmatitic granite, fairly typical for the Askö district, and rich in enclosures of dark biotite-hornblende-rocks. Towards the sides a dark gneiss rich in veins of granitic composition joins it.

### Jutskären—Skafskär.

These islets show a fairly complete collection of the rocks which characterize the portions of the Kärö—Askö gneiss-territory adjacent to the Loftahammar-granite. The relations existing here are, however, fairly representative also for the areas of migmatitic gneisses further to the north.

*Jutskären.* The migmatitic gneiss of *Jutskären* consists principally of dark, fine-grained amphibolite, usually rather quartzose, but sometimes (for inst. at Stora Jutskär) closely connected with a medium-grained, diorite-like amphibolite, in which quartz is almost entirely absent. The salic component is a red to reddish, gneissic granite, very quartzose when typically developed, and often heterogeneous with biotite-bearing bands alternating with salic ones. The gneiss-granite passes at several places into a pegmatite with large oligoclase indi-

viduals, but sometimes (f. inst. at St. Jutskär) the pegmatite is seen penetrating the gneiss-granite, proving that it has crystallized somewhat later. The salic and femic types of the rocks are intimately interwoven in the usual way.

On *St. Jutskär* the amphibolitic rocks are throughout predominating, but also here they are everywhere invaded by gneiss-granite which often looks as if it was losing itself in fine, light-coloured segregation veins in the amphibolitic mass.

Along the NE. side of *Lilla Jutskär* the amphibolitic rocks become more subordinate and at the same time the interwoven gneiss-granite often proves to have absorbed such a considerable quantity of dark minerals as to become more or less indistinctly separable from the rocks rich in amphibole and biotite and to pass without distinct contacts into intermediate, grey to reddish gneisses. The intimate connection between such intermediate gneisses and the veined mixtures between amphibolite and gneiss-granite should be noticed.

The rocks on both islets are strongly schistose with the strike running, broadly speaking, NW.—SE. and a steep dip (about 70—80°) towards NE. Considerable foldings can however be observed, the axes of which, conformable to the conspicuous linear structures, show a fairly regular and steep dip (70—75°) towards ESE. or E.

*Skafskär.* Skafskär affords repeated opportunities of studying the development of the gneiss-formation in such areas, where amphibolite and dark, femic gneisses become subordinate in a still higher degree than was the case on Jutskär.

Here a grey to feebly reddish, fine-grained, biotite-hornblende-gneiss with a varying percentage of dark minerals predominates. Intimately connected with this gneiss amphibolite, black biotite-hornblende rock, red granite-gneiss, porphyritic gneiss, and pegmatite occur. Amphibolite and biotite-hornblende-rock occur as round or lenticular enclosures in the heterogeneous, intermediate gneiss, as well as in the granite-gneiss and pegmatite. At some places the two last-named rocks



penetrate the femic types, but at other places they join them without distinct limits. The same granite-gneiss body may, at different places, furnish examples of both kinds of contacts.

In the SE. part of the islet is a body of coarse, porphyritic gneiss the central portions of which are fairly uniform and rather similar to some varieties of the Loftahammar-granite. Towards its borders the felspar-eyes are more subordinate and the rock becomes heterogeneous and intermixed with amphibolitic bands as well as with pegmatitic nodules and veins which, at some places, appear like small dykes, but in other cases grade into aggregates of felspar-eyes standing out from the gneiss mass.

#### Storskar—Städsholmen.

Also these islands belong to the Kärö—Askö gneiss territory, but mark the transition to the Västervik—Loftahammar district.

*Storskär.* On *Storskär* and the islet close to the west of it a black, fine-grained pyroxene-diorite (with diopside-like pyroxene) predominates. It is penetrated by a red or reddish, often somewhat pegmatitic granite which at several places approaches the Loftahammar-granite in appearance. Bodies of strongly schistose and granulated porphyritic gneiss-granite occur at various places and at their contacts with the diorite a flow structure is seen in both rocks, running parallel with the contacts. On the southern promontory of *Storskär* is a basic, porphyritic gneiss-granite, which contains enclosures of amphibolite but is penetrated itself by ill-defined veins of red granite, a characteristic relation of the different rock types present in this gneiss territory. On *Storskär* the schistose Archæan rocks are penetrated by narrow dykes of altered *bronzite-diabase*.

*Städsholmen.* In the dioritic rock on the islet W. of *Storskär* diopside predominates over hornblende and biotite; on *Storskär* the first-named mineral becomes somewhat subordinate,

and the macroscopically similar rock on Stådscholmen, finally, is an amphibolite without pyroxene, of the kind typical for the Kårö—Askö district. Here may be observed also some veined and brecciated, mixed rocks (migmatites; fig. 18) composed of granite, amphibolite, grey intermediate plagioclase-gneisses, etc., which are very characteristic of the gneiss district.

#### Bondeskär—Åsleskären.

Bondeskär and Åsleskären with adjacent islets belong to the NE. part of the Loftahammar district and consist of the rocks characteristic for this district, viz porphyritic Loftahammar-granite and gabbro diabase, both occurring in typical development and in characteristic mutual relations.

The SW. and NE. sides of *Bondeskär* consist of Loftahammar-granite, in part developed as the coarse, porphyritic gneiss, typical for the district, in part (along bands or zones, sometimes branching out in the porphyritic gneiss) as more or less dense and hälleflinta-like mylonitic phases.

The principal rock of the islet is a medium-grained to fine-grained gabbro with hypersthene and monoclinic pyroxene, mostly with ophitic structure but at certain places grading into gabbro-structured types. According to an analysis, made by R. MAUZELIUS, its composition is the following:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	48.66	CaO . . . . .	8.73
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2.60	BaO . . . . .	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.06	Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.87	K <sub>2</sub> O . . . . .	1.42
FeO . . . . .	10.34	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.70
MnO . . . . .	0.22	S . . . . .	0.18
MgO . . . . .	5.53	H <sub>2</sub> O . . . . .	1.00
			<hr/> 99.86

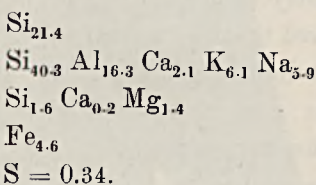


The calculation according to OSANN'S method yields the following results:  $s = 55.38$ ;  $a = 2$ ;  $c = 3.1$ ;  $f = 14.9$ ;  $n = 7.24$ .

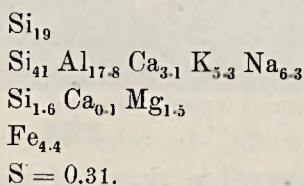
The gabbro-diabase is much interwoven with a granite (fig. 12) which is very varying in structural, mineralogical and chemical respects. In its most typical form this penetrating granite is coarse-grained with phenocrystic individuals of microcline (usually with a border-zone of plagioclase) embedded in a ground-mass of oligoclase-andesine, quartz, biotite and magnetite; the chemical composition is very nearly the same as that of the adjoining Loftahammar-granite, as seen from the following formulae, calculated from two analyses made by

R. MAUZELIUS:

A. Loftahammar-granite from the SW. shore of Bondeskär (cfr. p. 991):



B. Porphyritic granite from a body (fig. 10) penetrating the gabbro-diabase on Bondeskär<sup>1</sup>.



<sup>1</sup> Original analysis:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	64.28	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.72	K <sub>2</sub> O . . . . .	4.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.17	TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.71
FeO . . . . .	3.56	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.21
MnO . . . . .	0.07	BaO . . . . .	0.09
MgO . . . . .	1.08	S . . . . .	0.04
CaO . . . . .	3.09	H <sub>2</sub> O . . . . .	1.31

100.08

The large individuals of microcline and plagioclase are often found to gradually decrease in amount, and finally only some isolated ones may remain, unevenly distributed in a groundmass of the composition of a quartzose gabbro-diabase into which the rock gradually passes at some places. The groundmass of the porphyritic feldspars is, however, often of a more intermediate composition and if then the large feldspar individuals disappear, intermediate »hybride» rocks originate.

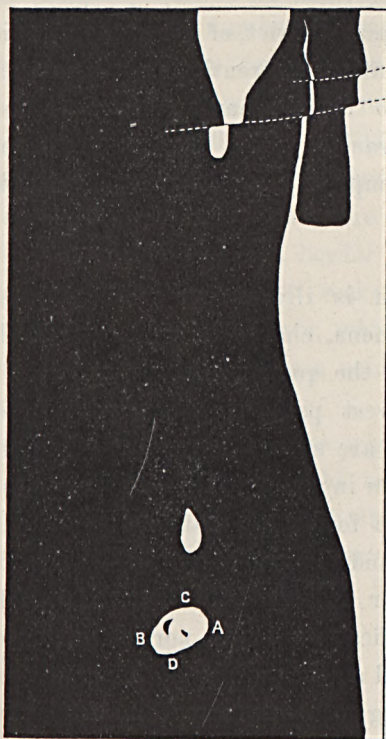
For the penetrating porphyritic granite as well as for the feldspathic »eyes» scattered in the gabbro or in the intermediate types a coarse micrographic intergrowth between quartz and the feldspars is a characteristic and remarkable structural feature.

The different types of rocks whereof the gabbro mass is composed have mostly rather distinct limits to each other. It may then be observed that the intermediate types enclose fragments of the gabbro-diabase and that the acid granites penetrate both this and the intermediate rocks. At a few places (towards the southeastern shore of the islet), however, basic porphyritic granite occurs as small, round enclosures in the gabbro-diabase. Not seldom, besides, the rocks are altogether indistinctly separated from each other. Sometimes a body of basic porphyritic granite may be seen to show a continuous transition into the gabbro in one direction, while in another there is a distinct boundary to the same rock, into which it then also sends small apophyses and of which it contains small enclosures (fig. 13). In other cases basic porphyritic granite may be observed as round enclosures in the gabbro although at the same time penetrating it in the shape of anastomosing bodies (fig. 20).

At several places the Loftahammar-granite shows a typical development close up to the contact with the gabbro. Often, however, as may be seen on the most northern little point in the SE. part of Bondeskär, a 2—4 m broad contact zone is developed between the Loftahammar-granite and the



gabbro. Within this border-zone the otherwise uniform Loftahammar-granite assumes a very variable appearance and includes dark, more or less basic and diorite-like bodies. The latter are spotted with more or less numerous felspathic «eyes» and resemble many of the rocks which occur in the



Gabbro-  
diabase.

Porphyritic  
granite.

Fig. 20. Relations between porphyritic gabbro-diabase and basic porphyritic granite. Bondeskär.

gabbro-diabase as penetrating masses. Such basic bodies have, at certain places, very distinct boundaries to typical Loftahammar-granite, but they often grade into the same. In the inhomogeneous contact zone mentioned and in the adjoining

typical Loftahammar-granite numerous bands of a dark, dioritic rock occur, which are often arranged in rows, »tail behind tail», giving the impression of strongly softened and torn dykes.

The relations on Bondeskär (and on the islets to the SE., even Åsleskär) furnish an example, typical for the NE. part of the Loftahammar district, of the previously discussed (pp. 1000—1005) assimilation-differentiation phenomena caused by the younger gabbro magma having been intruded into the older Loftahammar-granite which was in great part remelted and more or less completely incorporated by the basic magma.

#### Trollholmen.

Trollholmen is illustrative of the extreme contact-metamorphic phenomena, characteristic of the border zone between the gabbro and the quartzite-leptite series.

In the lowest part of this island, especially along its northern shore, are several exposures of a dark-grey leptite of the type common in the quartzite-leptite series. The relatively high hill, which forms the main mass of the island, consists of quartz-gabbro and a series of quartz-dioritic rocks which grade into one another and also into the gabbro. All these rocks are obviously modifications of the norite which occurs on the adjacent islands and on the mainland. The most acid diorite types, often containing orthoclase and much biotite, occur mostly close to the leptite. The quartz-gabbro and quartz-diorite on Trollholmen ought therefore to be considered as contact modifications of the adjacent normal norite and gabbro which are due to the assimilation of much silica etc. from the rocks of the quartzite-leptite series; the more, since altogether similar acid forms of the gabbro also occur at other places as contact facies of the gabbro-mass with the quartzite-leptite series and with the Loftahammar-granites.

Between the acidified gabbro and the leptite all around the island, a belt of very heterogeneous, brecciated gneiss,



varying in structure and composition may be traced. The bulk of the rock often approaches the adjoining leptite in appearance and mineralogical composition, but is somewhat coarser; microscopically, it shows »hornfels» structure and often grades into a light-coloured, granitic rock, which at several places becomes pegmatitic. In the leptitic as well as in the granitic types a great number of fragments of dark leptite, green-black hornblendite (with hornfels structure), biotite-rock and other dark-coloured rocks more or less rich in hornblende or biotite are seen (fig. 19, p. 1012) In the enclosures rich in biotite small segregations of magnetite are not seldom, and sometimes small fragments are seen, which in the centre consist of magnetite with a border zone chiefly of biotite. Characteristic of these contact rocks are also large rounded grains and lumps of blue quartz, which occur in the heterogeneous gneiss as well as in certain acid dioritic types and in the granitic rocks.

Along with the well defined, sometimes angular, sometimes nicely rounded fragments, there are in the brecciated gneiss and in the granitic rock, connected with it also numerous altogether indistinctly outlined patches, more or less rich in biotite or hornblende.

#### Västervik—Lucernaholmen.

In the quarries on the northern promontory of Lucernaholmen a fine-grained granite of a kind very common in the Västervik district is exposed. It is rich in fragments of a dark dioritic rock as well as of quartzite and is cut by veins and dykes of red, pegmatitic granite.

The same phenomena may also be studied in the foundation-walls and stone-stairs of the new church at Västervik, which are made of granite from Lucernaholmen. Here, too, indistinct enclosures of red, acid granite are seen in the fine-grained granite.

**Borgö—Mjödö—Grönö.**

This district presents types and associations of rocks, which are very common and characteristic of the most highly metamorphosed zones within the quartzite-leptite series.

*Borgö.* In the NE. part of this island is a smaller mass of diorite, surrounded by heterogeneous, partly veined rocks, among which is a red, macroscopically somewhat granite-like leptite, sometimes strongly folded. In the »veined gneiss» a minute mass of a strongly acid dioritic rock is exposed which (at least sometimes) has biotite completely substituted for hornblende.

*Mjödö.* Along the northern shore of Mjödö we find the same red leptite as on Borgö, which often contains small veins of granitic composition indistinctly separated from the ground-mass. The red leptite contains, at some places, rounded enclosures of blue-grey biotite-quartzite and occurs in close connection with a strongly folded migmatitic gneiss wherein red nodules or veins, composed of microcline-perthite, quartz and some acid plagioclase, are alternating with contorted dark bodies, rich in biotite (inclusive a green chloritic mica), light mica, sillimanite and magnetite. Especially the sillimanite occurs in strongly folded and contorted aggregates.

*Grönö.* The rocks at the southern shore of Grönö consist of light-coloured, bluish, glassy quartzite of a type very common in the Västervik district. Closely connected with this rock is a dark-green, spotted type of quartzite which, besides quartz, contains (concentrated in the dark spots) microcline, biotite, abundant small sillimanite needles and some magnetite. A red or reddish gneiss with dark nodules and enclosures rich in biotite, andalusite and magnetite alternates with the quartzite. This gneiss shows sometimes intrusive relations to the quartzite, but is elsewhere more intimate-



ly and confusedly welded together with the same. A considerable part of the hill which rises at the custom house on the northeastern part of the island consists of a dark-spotted gneiss showing a light-grey to reddish, finely crystalline ground-mass (principally consisting of quartz, microcline-perthite and magnetite), in which are small, dark segregations, richer in quartz than the groundmass and containing biotite and andalusite (both altered) in intergrowth with each other.

---

## Västervik—Jönköping—Trollhättan.

By

A. G. HÖGBOM and H. HEDSTRÖM.

### Introduction.

This part of the route crosses the great granite area of Småland [8, 9]. Because of the extension of morainic and other Quaternary deposits this stretch is not suited for demonstrations during the short time at disposal, although offering much of petrographical interest. It therefore is necessary to confine the stays to only some few localities which are easily reached and which might be of some interest even though not affording any opportunity to study their relation to the surroundings. Thus a stay will be made at *Lönneberga*. There occur some types of the Archæan lava rocks and tuffs, which have been described by O. NORDENSKJÖLD in a very noticeable work [10]. Another stop will be made at *Brevik*, where one of the peculiar pebble-diabase dykes of this country is well exposed. The post-Archæan »Almesåkra-complex», which occupies a considerable area in the surroundings of *Nässjö*, and which is composed of red sandstones and white quartzites, with sheets and dykes of diabase presenting several interesting contact phenomena, would require more time than we have at our disposal and must therefore be passed by. To the »Malmbäck complex», on the other hand, which is an Archæan series of conglomerates, tuffs, etc. and is intruded by the Archæan granites of its surroundings, several hours will be devoted, with the station *Malmbäck* as starting point.



## Lönneberga. (By A. G. HÖGBOM).

This railway station lies in the centre of one among the areas of supercrustal igneous rocks, which occur as several strips extending in an east-west direction across the great granite district of Småland. The relations between these granites and the supercrustal rocks are quite ambiguous and cannot be discussed here. It may suffice to mention that some, if not all, of the most common granite varieties are younger than the supercrustal rocks. In the older literature these rocks have generally been termed »hällefinta». NORDENSKJÖLD has substantiated that the »hällefintas» originally were real lavas and tuffs, and that they have still preserved some wholly conclusive characteristics of their volcanic origin, as, for instance, perlitic cracks, spherulites, lithophysæ, fluidal, tuff-, and ash-structures.

At Lönneberga these rocks are represented by intermediate porphyritic effusive rocks with a dense, apparently microfelsitic groundmass. They have been described by NORDENSKJÖLD under the name of eodacites. In addition, tuff-breccias and dense banded tuffs are met with. Another rock, formerly named »conglomeratic hällefinta», is a spherulitic porphyry. The spherulites, or rather lithophysæ, occasionally contain a central cavity.

The stay at Lönneberga being very short (about two hours) there will be opportunity only to see the rocks in the immediate vicinity of the station. More distant localities, however interesting, must be omitted.

## The pebble-diabase of Brevik. (By H. HEDSTRÖM).

About 700 metres SW. of the stopping-place at Brevik, on the railway between Oskarshamn and Nässjö, the railway cuts a dyke of a peculiar diabase with enclosed fragments and

pebbles which has first become better known in literature through a paper by EICHSTÄDT [11]. The occurrence is situated on the map-sheet »Eksjö» (S. G. U. Ser. A a, Nr 129; printed but not yet published) a little E. of the N.—S. middle line of the sheet, quite close to the S. margin of the map.

The diabase dyke has a strike about N.—S. with some smaller windings. It can be followed in numerous exposures for several kilometres northward from the cutting mentioned above. Towards S. it has been traced for about 25 kilometres.

Quartzites derived from the Almesåkra complex are predominant among the enclosures; besides, granites, leptites, and other pre-Cambrian rocks are represented. The enclosures vary in form according to their petrographic character. When consisting of Almesåkra schists the enclosed pieces are apt to form thin bands of considerable length which then are surrounded by sheets of diabase; in this way a kind of alternate banding between the diabase and the schist may arise. The enclosures of granite have a more irregular shape. The diabase assumes a very peculiar appearance when a layer of conglomerate has been embedded. Then the rock resembles macroscopically a real conglomerate, and in fact it has been called a diabase-conglomerate (pebble-diabase). The pebbles embedded are some centimetres up to more than a decimetre in size and consist of white, red and grey quartzites and quartzitic sandstones and, subordinately, of some other rocks, such as granites etc. The pebbles are often so numerous as to occupy about half the volume of the diabase dyke, at times even more. As a rule, nothing can be seen macroscopically of the original cementing mass of the conglomerate, but microscopic examination reveals numerous grains of quartz and feldspar, scattered in the diabase mass, which probably are derived from the original matrix. Moreover, pebbles are found to which portions of the original matrix are still attached.



The explanation of the formation of the rock should therefore be, that larger and smaller pieces of Almesåkra conglomerate have been embedded in the diabase magma. The hard conglomerate pebbles, consisting, as a rule, of quartzites and quartzitic sandstones, have generally retained their form unchanged, but they have sometimes split up into two or more pieces which, at the embedding in the magma, have been more or less widely displaced from each other. The cementing mass of the original conglomerate has been gritty, loose and brittle. In consequence the cohesion was easily destroyed at the intrusion of the diabase magma and the whole matrix torn up into grains and fragments which were caught up and included by the diabase magma. In the appearance and character of the pebbles, as also in the proportions of the different rock types represented among them is a perfect agreement between the Almesåkra conglomerate and the pebble-diabase. The pebbles of both rocks are much cracked and show the same cataclastic structures.

By following the diabase dyke in its longitudinal direction it will be found, that the fragments appear only in some of the exposures, while others are altogether free from them. Further, some exposures show principally pieces of conglomerate, while in others pieces either of schist, quartzite or granite predominate.

The width of the dyke varies in different parts of its extension, and it often exceeds 100 metres. Fragments do not, as a rule, occur over the whole width, but are confined to smaller zones, often however several metres in width, which are extended in the longitudinal direction of the diabase dyke. These zones may be situated either at the sides of the dyke, and then usually at the eastern side, or also nearer the middle of it. In certain smaller offshoots from the dyke, which are only about 5 meters in width, fragments sometimes occur distributed over the whole width.

In the cliff SW. of Kulla the pebble-diabase is particularly

well exposed rising above the adjacent not pebble-bearing portions of the dyke in the shape of a sharp ridge. The presence of the pebbles of the hard quartzite seems therefore to have contributed to protect the diabase against denudation. This circumstance, as also the peculiar appearance and character of the pebble-diabase, is the reason why this type of rock has received more attention than the other types of fragment-bearing diabase present.

The diabase is generally medium-grained, but becomes, fine-grained and even dense close to the contact with the wall rock (here a grey pre-Cambrian granite) as well as with the enclosures. In the parts free from enclosures it has a distinctly ophitic structure and is composed of feldspar, more or less altered pyroxene (both augite and orthorhombic pyroxene), biotite, apatite, grains of iron-ore, and some chlorite and other secondary minerals. Also some quartz is present, often entering in micrographic intergrowth with the feldspar.

In the pebble-bearing parts of the diabase, on the other hand, it is sometimes quite impossible by the microscopical examination to recognize the rock as a diabase, for the ophitic structure is often not developed here and the presence of the numerous inclusions seems to have occasioned a segregation of the various light and dark minerals into separate spots. The pebbles and fragments of quartz are generally surrounded by zones in which the basic minerals (iron-ore, biotite, chlorite etc.) have accumulated. By the formation of such zones the diabase magma has, so to say, protected itself against the quartz parts. The diabase shows sharp contacts with pebbles of some rocks (especially with pebbles of quartzite) while its contacts with pebbles of other rocks (such as sandstone and granite) are more or less effaced or indistinct, the magma having permeated and intimately welded together with such pebbles. In some places a flow structure is developed, which is due to the parallel arrangement of the feldspars along the contact surfaces of the pebbles and fragments.



Also in other respects the pebble-diabase shows many interesting petrographical features for which reference may be made to the existing literature.

The diabases discussed are younger than the Almesåkra complex and older than the Cambrian.

The Archæan conglomerate of Möreberg [Malmbäck complex]. (By H. HEDSTRÖM).

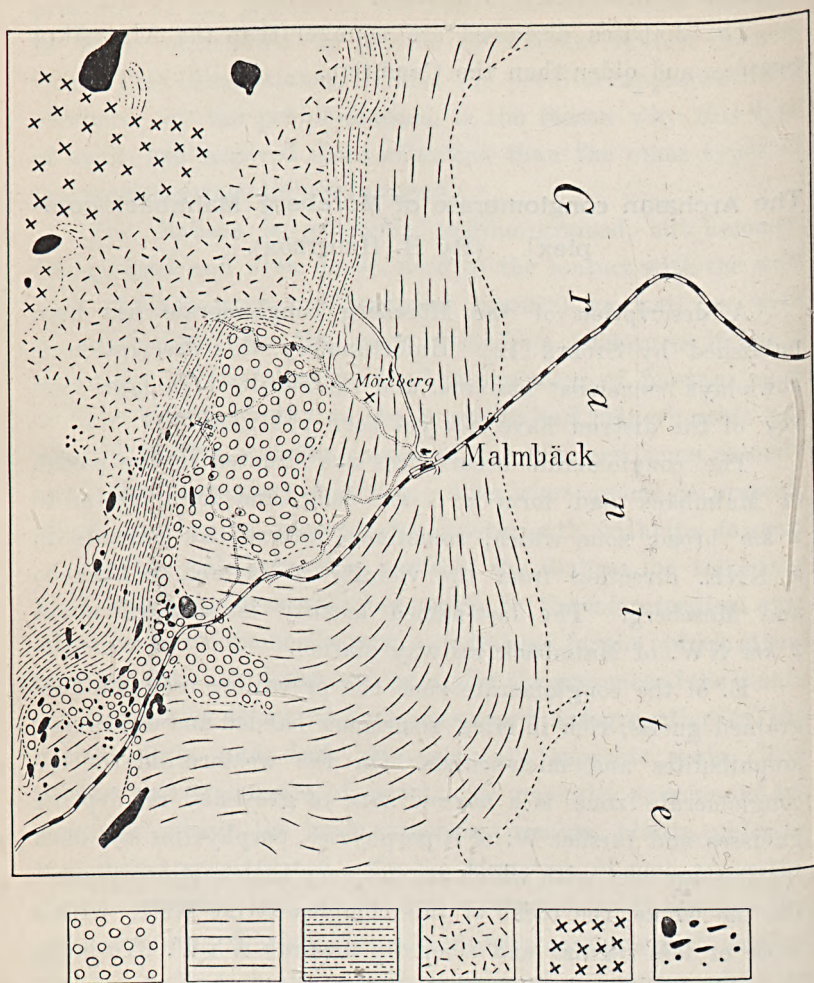
A description of the Möreberg conglomerate has been published by STOLPE [12]. Unfortunately, this description is nowadays somewhat obsolete, and the results of a later survey of the district have not yet been published.

The conglomerate occurrences are situated in the parish of Malmbäck and form a 6 *km* long and from 500 *m* to 2 *km* broad zone which, sometimes interrupted, extends in a NNE. direction from the vicinity of Västanå to Packebo and Möreberg. The last-named locality is situated about 2 *km* NW. of Malmbäck railway station.

E. of the conglomerate zone the prevailing rock is a fine-grained gneiss, rich in mica, sometimes banded and containing amphibolites and mica-schists. On the western side of the conglomerate zone is a narrow zone of grey and red leptitic gneisses and further W. of it porphyries, porphyrites and dark leptites are met with which are but very little metamorphosed. On the whole, the rocks of this complex strike NNE. with a more or less regular and steep dip towards WNW. To judge by this the gneiss would be the oldest rock. In detail, however, strike and dip vary very considerably and often mark the outlines and configuration of the exposures.

All the above-named rocks are more or less penetrated by offshoots or dykes of red, medium-grained granite, that seem to branch off from numerous smaller granite masses in the

district. In these granite occurrences, which are particularly numerous in the S. parts of the discussed district (the area



*Conglomerate. Gneiss. Leptite. Porphyry. Dark Leptite. Granite.*

Fig. 21. Geological sketch-map of the Malmbäck district. Scale: 1:100 000.

nearest N. to NE. of Västanå), the strike and dip are still more irregular.



The cementing material in the conglomerate consists of a fine-grained crystalline mixture of principally quartz, felspar and light or dark mica, the two latter minerals being generally predominant. The pebbles vary in size from some centimetres to more than a decimetre and consist chiefly of grey and red leptitic rocks with a varying amount of mica. Besides, there

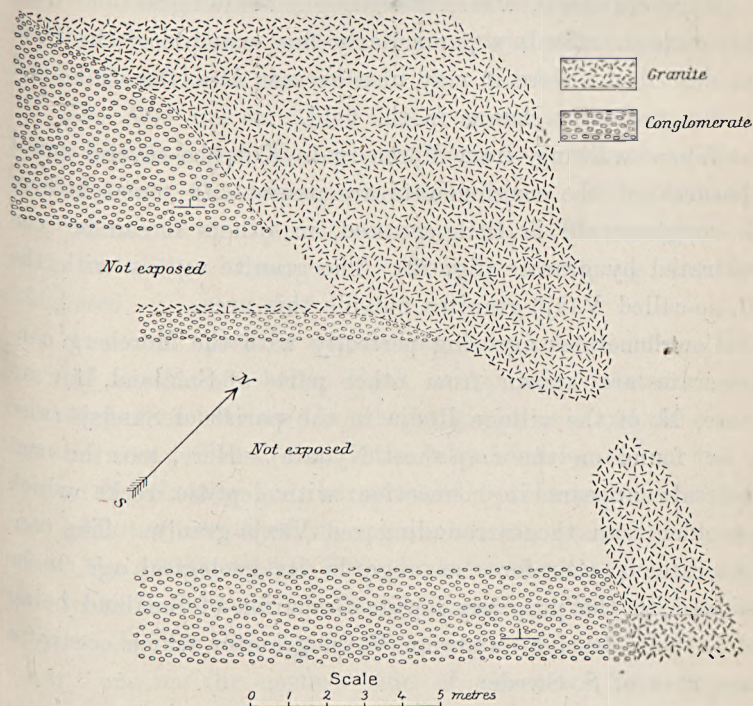


Fig. 22. Contact between granite and conglomerate. (The granite cutting the strike and sending a dyke into the conglomerate.)

occur more subordinately pebbles of other rocks such as granites, white quartz, porphyries, porphyrites etc.

In some occurrences the pebbles have to a certain degree retained their original round form. In other places, where the rock has been subjected to strong pressure metamorphism, they are much pressed and cataclastically deformed. It can here be observed that, while the pebbles of granite and

quartz were relatively unaffected by the pressure as far as their form is concerned, all the leptitic pebbles were plastic and were flattened into lenses, often half a metre long while only  $\frac{1}{2}$  to 2 centimetres in width; the round granite pebbles were thereby forced into the other pebbles which bear impressions from them.

Möreberg itself, where these conglomerate formations were first noticed, affords a particularly fine example of the facts just described. Here it may also be seen how the strike and the dip gradually change in the field.

When walking from Möreberg to Korpebo several small exposures of the conglomerate are passed. In some of these the conglomerate is little pressed, in others it can be seen penetrated by granite (fig. 22). The granite agrees with the red, so-called Våxjö-granites outside this area.

Conglomerates agreeing perfectly with the Möreberg conglomerate are known from other parts of Småland, for instance, N. of the village Rödja in the parish of Sandsjö (also to be found on the map-sheet Nydala). Here, too, the conglomerate appears in connection with leptitic rocks which are older than the surrounding red Våxjö-granite. The conglomerate is therefore, as regards its geological age, to be assigned to the porphyry-leptite formation of Småland being older than the pre-Cambrian Våxjö-granites which occupy a large area of S. Sweden.

### Jönköping and Taberg. (By A. G. HÖGBOM).

#### *Introductory remarks.*

Jönköping, at the southern end of the lake Vättern, lies on the boundary between the great granite district of South-eastern Sweden (which has just been crossed by the excursion) and the great gneiss district of Western Sweden; the boundary or rather the transition belt between the two districts runs in a N.—S. direction over the southern end of the lake.



As has been pointed out by the author in another paper [9] and as is more in detail demonstrated by GAVELIN [15] no distinct limit can there be drawn between the granites of the east and the gneisses of the west. The former, on the contrary, gradually become more and more foliated and gneissose, and finally they are wholly granulated and recrystallized.

According to the investigations of GAVELIN there can be distinguished three epochs of terrestrial movements which have left marks in the rocks of this country.<sup>1</sup>

*The first* and strongest displacements are the same which have attacked and throughout metamorphosed the western gneiss area. Contemporaneous with these movements were the intrusions of hyperite among which the mountain Taberg and other occurrences, south of Jönköping should be numbered.

*A second* epoch of displacements is indicated by a number of cataclastic belts which are chiefly located in the boundary zone between the western gneiss area and the eastern granite area. These cataclastic belts likewise run in the direction N—S; they are characterized by the transformation of the granites into sericitic, epidote-bearing granite-gneisses in which the greater felspar individuals lie as relic »eyes». Locally the rocks have been wholly mylonised and look like felsitic schists. In the vicinity of Jönköping two belts of this kind occur; one on the eastern side of the town, well exposed close to the waterfalls of Huskvarna; the other on the west side of the town, along the foot of the hill-plateau Dunkehallar. It will be seen from the map (Pl. 41) that these belts run along each side of the lake Vättern, closely following the borders of this topographically conspicuous basin. The age of these displacements is limited upwards by their relation to the so-called »Visingsö series», consisting of sandstones, slates

<sup>1</sup> Thereby no regard is taken to the older pre-granitic movements which have metamorphosed f. i. the Malmbäck complex (cf. pp. 1035—1038) and which fall outside the area here under consideration.

and marls and confined chiefly to the Vätter basin. At Huskvarna it has been proved that the cataclastic belts continues underneath the Visingsö sandstone, which has not been influenced by them. According to GAVELIN, the bronzite-diabase which forms several dykes in the neighbourhood might probably be contemporaneous with these displacements.

*The third epoch* of dislocations is represented by friction breccias occurring along the steeps of the Archæan plateau in which the Vätter basin is pressed down. It is, thanks to these dislocations, the Visingsö series has escaped to be removed by the denudation. Outside the Vätter basin some small remnants of this formation still occur, proving its formerly greater extension. Even these remnants are bounded by fault lines.

From what has been said above it appears that the terrestrial movements here have again and again followed the same direction, so that the boundary belt between the Archæan of Western and Eastern Sweden seems to have been a persistent zone of weakness. It might be added that this feature at the present time is still perceivable, in as much as the earthquakes here are comparatively frequent and strong.

#### *Excursions.*

From Jönköping — besides the excursion to the mountain Taberg — two small excursions will be made, viz. to Huskvarna and Dunkehällar, where the dislocations and their effects on the rocks can be studied.

*Huskvarna.*<sup>1</sup> Following the ordinary tourist path along the Huskvarna rivulet, with its picturesque waterfalls, we pass over the crush-zone of the second epoch above described. The granite there shows all stages of crushing up to being completely mylonised (at the uppermost fall). Close above the uppermost waterfall the granite comes in contact with the gabbro rocks which form a basic modification of the great

<sup>1</sup> See also the Congress-guides C 2 (sect. b), C 4, and C 5.



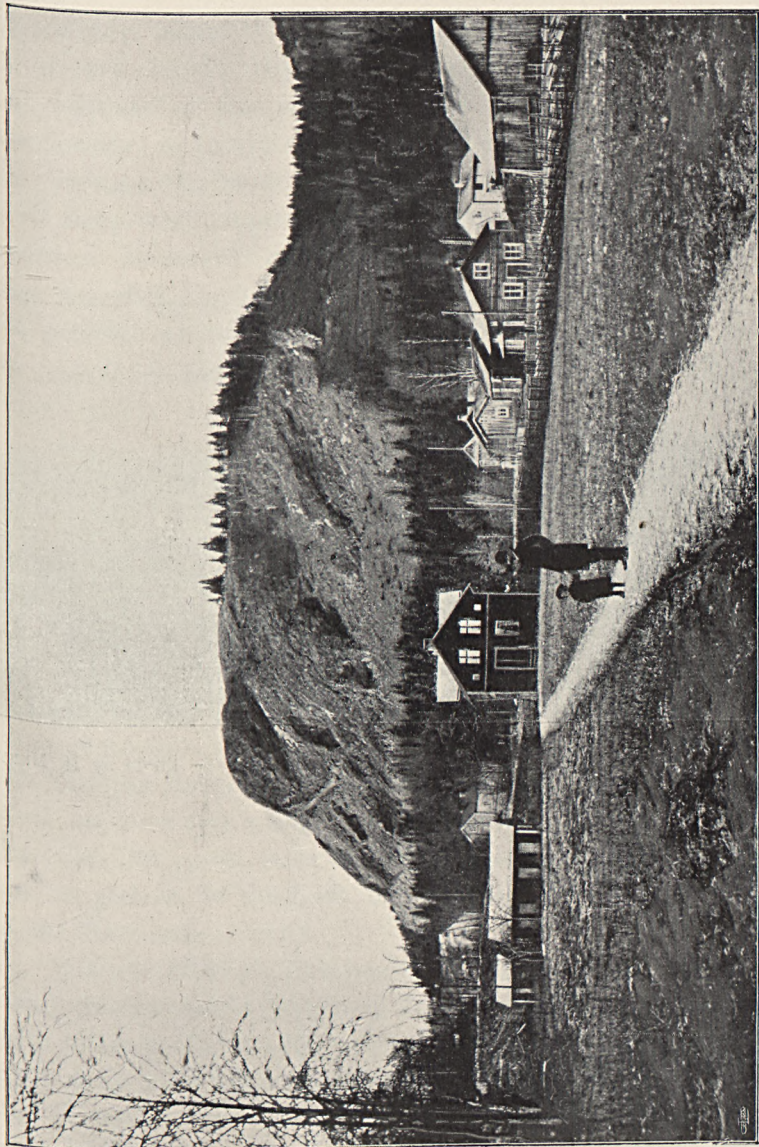


Fig. 23. Taberg from ENE. Photo by A. G. ANDERSSON, Jönköping.



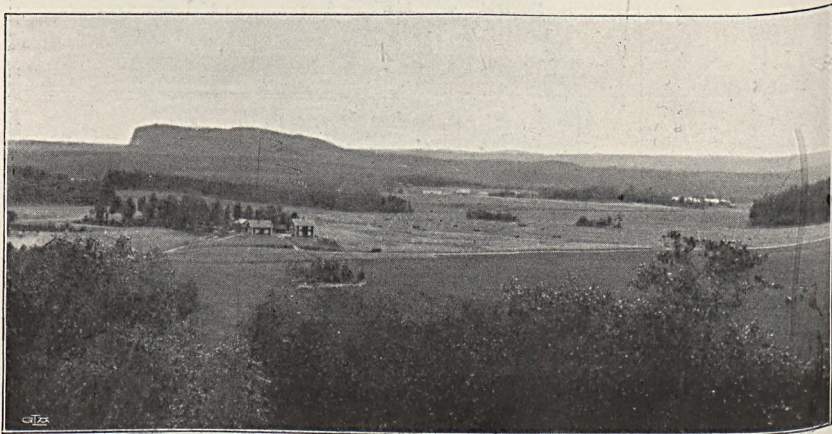


Fig. 24. Taberg from NE. at a distance of four kilometres. — Photo by H. MUNTHER.



granite area and have a considerable extent on the east-side of the lake. The rock is here an anorthosite and contains lumps of ordinary gabbro around which a rough flow structure is to be seen in the rock. For the petrographical characters and relations of the rocks reference may be made to the descriptions of GAVELIN [15]. On the return to Huskvarna the Visingsö sandstone can be seen lying at the foot of the great steep which represents the Vätter fault. Generally the sandstone is covered by loose deposits, but below the undermost waterfall, in the river bed, and at some other localities the presence of this sandstone has been observed. Besides, the extent of the same has been established by borings at several points.

*Dunkehallar.* The hill-plateau west of the town gives a fine view of the neighbourhood and of the leading lines of its topography. The rock exposures in the town park show a granite-gneiss which is more or less cataclastic, especially at the eastern escarpment of the plateau. Besides, there are placed in the park a number of blocks representing some of the typical rocks of the neighbourhood. A little further south, close to the carriage road, there is a quarry opened in a dike of the bronzite-diabase already mentioned. The sandstone of the Visingsö series is exposed some hundred metres further south, and even near where the Dunkehallar rivulet empties into the lake Vättern the same sandstone appears, lying there in a similar position to the fault as is the case with the occurrence of the Huskvarna rivulet.

*Taberg* [16, 17].<sup>1</sup> This renowned iron-mountain is situated about 15 kilometres south of Jönköping. It rises abruptly with a height of about 150 metres above the surrounding sandy plain and reaches 342 *m* above the sea. The mountain is extended N.—S., with a length of 3 kilometres, and with a breadth of about 1 kilometre. The top affords an expansive outlook over the hilly Archæan plateau of Småland, and over the valleys

<sup>1</sup> See also the Congress-guides C 2 (sect. b) C 4, and C 5.

and the sandy plains, once occupied by ice-dammed lakes [15]. Probably a fault runs along the eastern steep of the mountain, belonging to the system of faults which have dissected the surroundings and drawn up the leading lines of the topography.

This mountain, as well as the other occurrences of hyperite has offered great resistance to the denudation and, thus, rises above the gneiss and granite-hills of the neighbourhood.

Belonging to the zone of hyperites which accompanies the great boundary zone between the eastern and western Archæan areas of Sweden, the rock in this mountain, however, differs from the ordinary hyperites, in as much as a great part of the same consists of a basic rock variety, composed chiefly of titaniferous magnetite and olivine. There is a gradual transi-

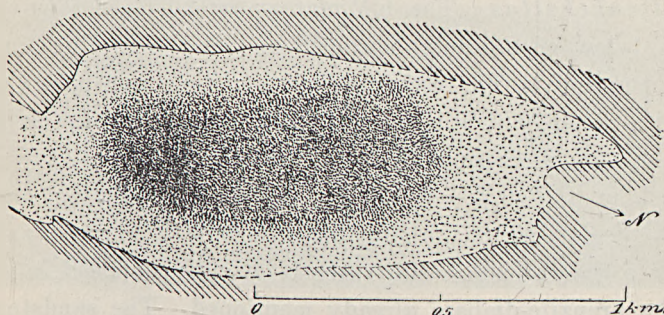


Fig. 25. Sketch of the Taberg ore field, showing transition from olivine-hyperite (in the peripheric parts of the field) to magnetite-olivinite (in its central parts).

tion from this rock, which occupies the central part of the mountain, into the normal hyperite (fig. 25).

In its typical development the hyperite has quite a pronounced ophitic structure and is composed of labradorite, hypersthene, diallage, olivine, and titaniferous magnetite. Brown biotite, apatite, and, sometimes, quartz are present subordinately. In the transition zone between this rock and the magnetite-olivinite, which forms the interior of the mass, the plagioclase often appears as porphyritic tabular crystals which have a subparallel arrangement, thus giving rise to a striking flow structure running in conformity with the transition zone and



with the extension of the whole hyperite mass. Often also the plagioclase crystals are grouped to rosette-like aggregates. With a thickness of only one millimetre, or a little more, the plagioclases can reach a length of 50 millimetres or more. By their white colour and their dimensions they contrast with the dark, fine-grained groundmass.

Inside this transition belt the felspar disappears or becomes very subordinate, and the olivine and the magnetite displace nearly all other minerals. The olivine then often lies as anhedral or subhedral grains in the cementing magnetite and is more or less transformed into serpentine. The composition of this ore-rock appears from the following analysis.

*Analysis of the iron ore of Taberg.*

SiO <sub>2</sub> . . . . .	21.25 %
TiO <sub>2</sub> . . . . .	6.30 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.55 %
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> . . . . .	43.45 %
MnO . . . . .	0.40 %
MgO . . . . .	18.30 %
CaO . . . . .	1.65 %
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.13 %
S . . . . .	0.01 %
[Va <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .]	0.10 %]
Cu . . . . .	0.02 %
H <sub>2</sub> O . . . . .	2.60 %
Sum	99.76 %

Regarded as iron ore this rock is not only very poor in iron (31.46 % according to this analysis), but also has the inconvenience of a high percentage of titanium entering in the magnetite. In past times the ore has, however, been worked to some extent. The amount of ore in this mountain — calculated to the foot of the same — can be computed at 100 million tons, representing about 30 million tons iron. As a peculiarity with reference to the chemical character of the ore the

presence of *vanadium* should be noticed. Really, this element was first discovered (by SEFSTRÖM 1830) in iron produced from the Taberg ore. The element is likewise present in the blast-furnace slag (0.12 %) of the ore.

Compared with other magmatic ores in basic rocks as to the geological relations to the main rock, the Taberg ore differs from most of them, being concentrated in the interior of the igneous mass instead of, according to the general rule, occurring nearer the boundary of the same (figs. 25 and 26).

The hyperite which encloses the ore, grades outside to a rock which by TÖRNEBOHM has been termed hyperite-diorite

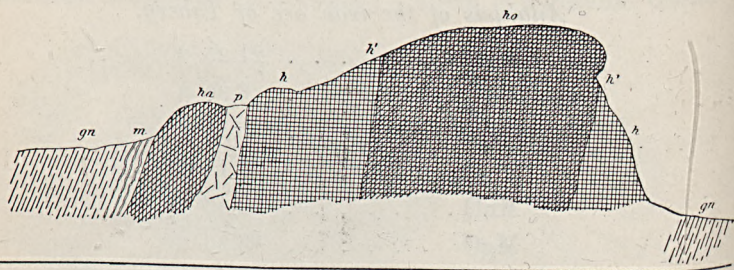


Fig. 26. Section through Taberg. gn = gneiss, h = hyperite, h' = porphyritic hyperite with flow structure, ho = magnetite-olivinite, ha = amphibolitic hyperite, m = mica-schist, p = pegmatite.

and this rock, in its turn, becomes often schistose and amphibolitic when approaching the gneiss. These rocks are only more or less metamorphic facies of the hyperite, metamorphosed by the same tectonical movements which have transformed the surrounding granitic rocks to gneisses. This feature is characteristic for all hyperite occurrences of the gneiss area. The smaller hyperite-intrusions are often thoroughly transformed to amphibolitic rocks, and all the primary minerals are substituted by secondary minerals, as amphiboles, chlorite, garnet, epidote, titanite, and others.

The excursion will have to take the following route. A little to the north of the railway station we see some small



exposures of the granite-gneiss dipping to the west, and, on the western side of the rivulet, at the foot of the mountain, hyperite-diorite appears. Ascending a covered terrace we come to the steep of the mountain, where the porphyritic variety of the rock is to be seen. Towards the top the ore prevails. Going down on the western side we pass the rocks in opposite order, and some exposures of a strongly schistose amphibolite are to be seen. Turning back to the station, south of the southern steep of the mountain, we find a good natural section through the whole igneous body and its wall rocks, as is schematically illustrated by fig. 26.

Mösseberg.<sup>1</sup> (By A. G. HÖGBOM).

Between the lake Vättern and the river Göta-älf the great gneiss area extends in its monotony, and, covered as it is by Quaternary deposits, it does not invite to stay for petrographical studies. For a short stretch the route passes over the Silurian area of Västergötland, with its table mountains capped by diabase. A stop of some two hours at *Falköping* gives an opportunity of ascending one of these table mountains, the *Mösseberg*, the top of which affords an extensive view of this striking landscape, and at the same time the intrusive diabase sheet, now forming the top plateau, can be studied.

Continuing from Mösseberg and Falköping the train crosses the levelled sub-Cambrian platform, which is here quite insignificantly altered by the erosion. After the passage through the narrow fault valley which separates the diabase table mountains *Halleberg* and *Hunneberg*, the town of Vänersborg, at the southern end of the lake Vänern, is reached. The sub-Cambrian platform continues to this town and the Göta älf. Further to the west the Archæan becomes more hilly and dissected, as is easily seen on the passage by train to *Trollhättan*.

<sup>1</sup> See also the Congress-guide C 2, sect. b.

Trollhättan.<sup>1</sup> (By A. G. HÖGBOM).

In the surroundings of the rapids of Trollhättan is a good opportunity to get some acquaintance with the rock types of the great gneiss area of Western Sweden. In the considerable cuttings which have lately been made in connection with the exploitation of the water power for industrial purposes, the gneiss rocks are well exposed, presenting a number of characteristic varieties.

The river marks here the boundary between the plane sub-Cambrian platform already mentioned, to the east, and the hilly area of the west dissected by erosion. Just in the river, and exposed at several localities close to the rapids, is a friction-breccia which, together with the topographical features, indicates a fault. There are several circumstances which prove, that the fault-plane dips to the west tolerably in conformity with the general dip of the gneiss. Consequently, the movement has had the character of a thrust.

The strike of the gneiss is NNE.—SSW., and the dip is generally 40—60° to the WNW., but a subordinate folding is also to be seen at some localities.

*Behind the railway station* good exposures show a coarse, reddish gneiss roughly banded with belts of a greyish colour. Besides, also amphibolitic beds occur there. The gneiss contains »eyes» of microcline, reaching up to 3 *cm* in size. These »eyes» grade into elongated granular strips which, in their turn, are closely connected with the salic bands of the banded gneiss. These bands are partly pegmatitic and may hardly be genetically differing from the greater belts of pegmatite which here and there are intercalated in the gneiss (fig. 27).

In the great cuttings *between the Oscar-bridge and the Electric station* the banded gneiss continues, but also a massive even-granular gneiss appears, which may be regarded

<sup>1</sup> See also the Congress-guides C 2 (sect. a) and C 5.



as a typical »iron-gneiss». The main constituents of this rock are microcline, albite (about  $Ab_{10}An_1$ ), and quartz. Mica is exceedingly subordinate, the dark minerals being principally represented by small grains of magnetite, reaching the size of hemp-seeds. The magnetite amounts as a maximum up to about one per cent. The rock, at the first glance, looks like a granite, but on closer examination it proves already macro-

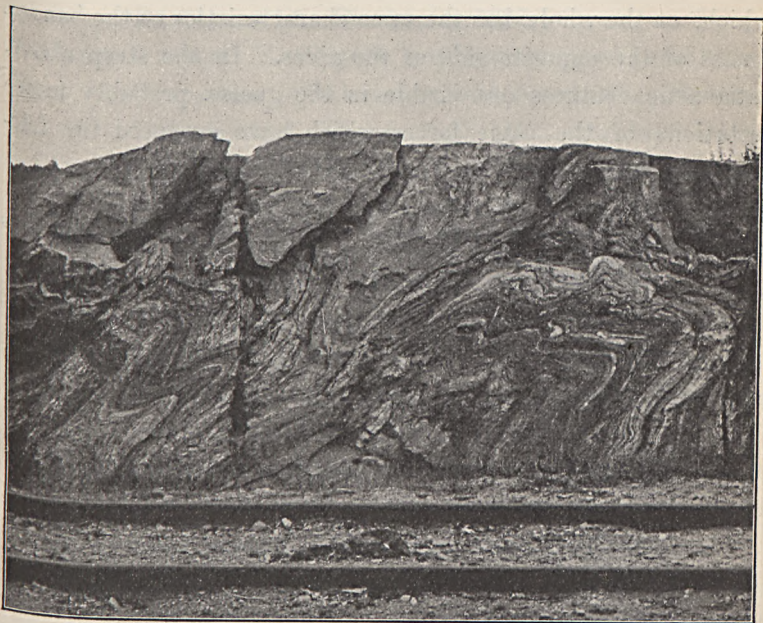


Fig. 27. Folded and banded gneiss. Section at the railway station of Trollhättan.

scopically to be wholly recrystallized, and the grains are seen to be elongated in the direction of strike of the rock.

This gneiss, as well as the banded varieties already described, contains belts of amphibolite running conformably to the general strike and dip of the gneiss.

The rock-point which, close to the electric station, projects in the river, consists of the friction-breccia already mentioned,

but the greatest part of the same has been cut away during the last years.<sup>1</sup>

*On the west side of the river*, on the north side of the Oscar-bridge, amphibolite is prevailing. The rock partly shows a fine banding with thin strips of salic composition. Besides, segregations of quartz and microcline occur as lense-shaped bodies in the rock. On the southern side of the same bridge a banded grey and reddish gneiss again appears which, on the whole, has the same characteristics as the banded gneiss of the opposite side of the river. In the steep above, cataclastic features are visible in the gneiss, probably manifestations of the same forces which have produced the friction-breccia.

---

<sup>1</sup> The best exposures of this breccia are to be seen some two kilometres further to the north, on the west side of the river.



## Literature.

1. FR. EICHSTÄDT: Pyroxen- och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. (Pyroxene- and amphibole-bearing rocks from the central and eastern Småland.) Bih. t. Kungl. Sv. Vet. Akad. handl. Bd 11, n:r 14. Stockholm 1887.
2. AXEL GAVELIN: Kartbladet Loftahammar med beskrifning. (Map-sheet Loftahammar with description.) Sveriges Geol. Unders. Ser. Aa. N:r 127. Stockholm 1904.
3. P. J. HOLMQUIST: Behandlingen af berggrunden på geologiska kartbladet Loftahammar. (The treatment of the rock-ground on the geological map-sheet Loftahammar.) Geol. För. Förh. 27 (1905).
4. AXEL GAVELIN: Till frågan om berggrunden på geologiska kartbladet Loftahammar. (To the question of the rock-ground on the geological map-sheet Loftahammar.) Geol. För. Förh. 27 (1905).
5. P. J. HOLMQUIST: Loftahammarbladet och u bergsproblemen. (The Loftahammar map-sheet and the problems of the Archæan.) Geol. För. Förh. 27 (1905).
6. FREDRIK SVENONIUS: Kartbladet Västervik med beskrifning. (The map-sheet Västervik with description.) Sveriges Geol. Unders. Ser. Aa. N:r 137. Stockholm 1907.
7. AXEL GAVELIN: Om relationerna mellan graniterna, grönstenarna och kvartsit-leptit-serien inom Loftahammarområdet. (On the relations between the granites, the greenstones and the quartzite-leptite series within the Loftahammar district.) Sveriges Geol. Unders. Årsbok 3 (1909). N:r 7.
8. A. E. TÖRNEBOHM: Geologisk öfversiktskarta öfver Sveriges berggrund med beskrifning. Skala 1 : 1,500,000. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ba. N:r 6. 2 uppl.

- (Geological general map of Sweden with description. 2 edit.)
9. A. G. HÖGBOM: Precambrian geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. X (1910).
  10. O. NORDENSKJÖLD: Archæische Ergussgesteine aus Småland. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. I (1893).
  11. FR. EICHSTÄDT: Om quartzit-diabas-konglomeratet i Småland och Skåne. (On the quartzite-diabase-conglomerate in Småland and Scania.) S. G. U. Ser. C. N:r 74. Stockholm 1885.
  12. M. STOLPE: Kartbladet Nydala med beskrifning. (The map-sheet Nydala with description.) S. G. U. Ser. Ab. N:r 14. Stockholm 1892.
  13. JOH. CHR. MOBERG: Untersuchungen über die Grünsteine des westlichen Blekinge und der angrenzenden Teile Schonens. S. G. U. Ser. C N:r 158. Stockholm 1896.
  14. HERM. HEDSTRÖM och C. WIMAN: Beskrifning till berggrundsbladet 5, omfattande de topografiska kartbladen Lessebo, Kalmar, Karlskrona, Ottenby samt Utklipporna. S. G. U. Ser. A1a. N:r 5. (Description for the sheet S. G. U. Ser. A1a. N:r 5.) Stockholm 1906.
  15. H. MUNTHE, AX. GAVELIN och H. HEDSTRÖM: Kartbladet Jönköping med beskrifning. (The map-sheet Jönköping with description.) S. G. U. Ser. Aa. N:r 123 Stockholm 1907.
  16. A. E. TÖRNEBOHM: Om Taberg i Småland och ett par därmed analoga järnmalmförekomster. (On Taberg in Småland and some analogous iron ore occurrences.) Geol. För. Förh. 5 (1881).
  17. J. H. L. VOGT: Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige representerede grupper af jærnmalmsforekomster. (On the origin of the most important groups of iron ore occurrences in Norway and Sweden.) Geol. För. Förh. 13 (1891).



## The Ämmeberg Zinc ore field.

By

H. E. JOHANSSON.

(With Pl. 42.)

### Situation and General Geology.

The Ämmeberg zincblende deposits at Zinkgrufvan are situated at the boundary line between the provinces of Närke and Östergötland, a little east of the northern end of lake Vättern and about 6 *km* south-west of Mariédam station on the Mjölby and Hallsberg railway. This ore district forms a southern outlier of the great ore-bearing province of Central Sweden. The principal rocks are gray, biotitic and aluminous gneisses, related to the rocks of the great gneiss-area in the province of Södermanland; considerable areas of reddish gneisses of a more salic character are also present. Several belts of finer grained gneissic rocks, more or less similar in character to the granulites (or leptites) of the more northern iron ore districts, are interstratified with the coarser gneisses. Most ore deposits of the district are confined to such belts of fine-grained rocks. Among these ore deposits are to be mentioned, in addition to the Ämmeberg zincblende deposits, the cobaltine deposits of Vena, situated about 8 *km* north-west of the Ämmeberg ore field; north and east of the zinc mines are also some iron mines, which in earlier times furnished the ore supply for several smelters, but at present are not worked. To the south and west the ore-bearing rock series is cut off by large masses of coarse granite.



The geological relations of the Ämmeberg zinblendes deposits have been worked out by TÖRNEBOHM, and a map of the ore field on the scale of 1:20000 was published in his text to the map-sheet No. 7 of »Öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag». The map on Pl. 42 on the scale of 1:12000 drawn up by the author on the basis of a more recent survey differs only in certain minor details from the earlier map of TÖRNEBOHM.

As can be seen from the map, the Ämmeberg zinblendes deposits have a very marked layer-like appearance; in fact the ore-bearing zone is traced as a practically continuous band, generally not many metres in width, along a length of not less than 5 *km*, whereof, however, only certain richer portions are worth mining. The ore layer is intercalated in a belt of more or less fine-grained, gray, gneissic rocks, distinguished by TÖRNEBOHM as »gray granulites». At the northern border of this rock belt is a second, not important blende layer. In addition to the two ore layers the gray granulites contain many other intercalations of a very varied rock series, including limestones, pyroxene rocks (»skarn»), greenstones of several varieties, eclogites and pyrrhotite rocks, all occurring as conformable bands of considerable length. The ore-bearing granulite belt is included between a northern area of »red granulites» and a southern area of gray gneisses. At the north-eastern side of the ore field is another area of gray gneisses with some intercalations of greenstones and granulitic rocks. The latter also contain limestones as well as some small zinc ore impregnations.

The ore-bearing rock belt has a general east and west strike with a sharp northern deflection in the middle. In its details it generally exhibits a most intricate sinuous curving and bending which may well be compared with the structures often seen on the surface of impure oil films floating on water. In remarkable contrast to the strike the dips are,



with one exception to be described later, very uniformly steep, with a general northern direction.

The ore-bearing district lies at a height of between 190 and 250 *m* above sea-level. On the western side it seems to be separated from the adjacent granite area by a fault-line, marked by a deep valley along which a dike of diabase may be traced. From the bottom of this valley a tunnel of considerable length (»Schwarzmann-stollen») is driven along the ore band at a level of about 50 *m* below the surface.

#### The northern area of »red granulites».

This area consists of monotonous granulite rocks of a moderately fine grain and a more or less vivid red colour. The rocks usually show only slight indications of parallel structure, but frequently assume a brecciated appearance owing to the presence of irregular seams and veins of a green epidote. As to their composition, these granulites are to a great extent almost pure microcline rocks with only a small amount of quartz and some pyroxene; other varieties contain a little more quartz, and more or less biotite; plagioclase has not been observed in the slides examined, but it may have contributed to the formation of the frequently occurring epidote in the rocks. No chemical analysis is available at present, but to judge from the mineral composition, these rocks may certainly be estimated to contain 10—15 per cent of  $K_2O$ . Biotitic varieties are more abundant in the western portion of the area, where also intercalations of gray gneissose rocks, rich in biotite and containing a little basic plagioclase as well as some calcite, may be observed. To the north the red granulites grade into more coarse-grained red gneisses, which also seem to be very rich in microcline.

Some greenstones similar in composition to the biotitic gabbro-diorites, later described under the gray granulites, are also met with in the red granulites. Like the other

rocks of the district, these greenstones occur as sinuously curving bands; some smaller occurrences may perhaps be interpreted as irregular dykes. In this place may also be mentioned an interesting greenstone belt, which is intercalated in the red microcline-gneisses exposed along the railway from the zinc mines to the concentrating plant and export harbour at Ämmeberg. This greenstone is associated with a knebelite-pyroxene-garnet-rock of the peculiar kind known as euly-site, and it contains some deposits of a highly manganiferous magnetite ore examined at a number of localities (Vesterby, Garpa, Nyhyttan).

#### The central belt of 'gray granulites'.

In striking contrast to the monotonous »red granulites», the belt of »gray granulites» presents a very great diversity of rock types. At this place only the essential features of the most important members of this very interesting rock series can be touched on.

#### Gray granulites.

The typical gray granulites of the Ämmeberg ore field agree, structurally, fairly well with the rocks of many other granulite areas of Central Sweden. As in the red granulites previously described, an almost pure microcline felspar is the most important mineral also in the gray granulites. However, it is here usually intermixed with much quartz, and varieties of a microcline-syenitic composition are observed only as local segregation phases. In addition to the microcline, a plagioclase felspar is usually present, although mostly very subordinate in amount. With rare exceptions it is found to be of remarkably basic character, its optical properties in most cases pointing to a basic labradorite about  $An_{60} Ab_{40}$ . The predominant gray colour of the rocks is due to a considerable amount of a deeply chestnut-coloured biotite; in some



varieties also graphite may occur. The mica decreases in quantity towards the eastern end of the belt and the common dark grayish rock types are largely replaced in this direction by light-grayish and white varieties and finally grade into light-reddish microcline-granulites poor in mica, which have been mapped in the same colour as the red granulites of the northern area, although differing from them in having a much more quartzose composition. — Grayish green pyroxene, dark hornblende and reddish garnet are common accessories of the gray granulites. The latter two are especially characteristic of certain somewhat eclogitic rock phases abundantly developed in those portions of the rock belt adjacent to the larger greenstone intercalations. Aluminous silicates, mainly cordierite and sillimanite, enter into the composition of certain varieties but in such cases the rocks are usually seen to assume the appearance of the »gneissose granulites» described below. Sulphide minerals, mainly pyrrhotite and zinblend, as well as calcite, seem to be finely disseminated throughout the gray granulites.

The gray granulites present in most cases a distinctly banded appearance. This structure is especially well developed in certain rock zones richer in the accessory minerals mentioned above, and it is usually characteristic of the border rocks of the ore layers, limestone bands etc., which are intercalated in the rock belt. Such well-banded zones exhibit a segregation of the individual constituent minerals of the granulites into a series of repeatedly alternating minute rock bands sharply contrasting in colour and composition, generally including dark granitic bands very rich in biotite, white granitic bands essentially composed of pure microcline, soft calcareous bands, hard grayish-green bands of pyroxene-»skarn» composition, reddish and greenish bands of eclogitic and pyroxene-amphibolitic character, strongly rusting bands heavily impregnated with pyrrhotite and blende etc. Thus this delicate minute banding reproduces on a small scale essentially

the same banded arrangement which on a larger scale constitutes such a striking feature of the granulite belt, taken as a whole.

#### Gray gneissose granulites.

In close connection with the fine-grained rocks which are better entitled to the name of granulites, there are present abundant rock phases of a much coarser structure and a decidedly gneissose appearance, which have been mapped as »gray, gneissose granulites». Instead of the banding usually seen in the former division, the gneissose phases generally exhibit a characteristic striped appearance, due to the segreg-



Fig. 1. Gneissose granulite E. of Mosselman shaft.  $\frac{1}{1}$ .

gation of their dark and light constituents into alternating narrow and less continuous streaks. The mineral composition of these striped gneissose varieties seems to differ from that of the more biotitic gray microcline-granulites chiefly by the more perthitic character of their feldspar and by the presence of some aluminous silicate, which in most cases is cordierite but also may be andalusite and sillimanite. Moreover some light mica is often associated with the abundant, strongly brownish-red biotite of the gneissose granulites.

The rocks of the two structural divisions, although much differing in appearance when typically developed, are connected in the field by abundant, less characteristic transition



phases, and usually occur in such an intimate association that they cannot be separated into more details on mapping. The gneissose phases evidently have the greater areal extent, except in the easternmore portions of the rock belt. They seem preferably to occupy somewhat broader but less elongated areas which are then enveloped by thinner but very long-continuous belts of the fine-grained banded varieties.

#### Limestone bands.

Calcareous layers are observed at several »horizons» within the gray granulite belt. Thus for instance there is a very impure limestone zone, generally not exceeding 1 *m* in width, traced for a considerable length along the southern border of the belt, in the hanging-wall of the pyrrhotite fahlband later described. The most important limestone band has its position not far from the northern border of the granulite belt, in the foot-wall of the second blende layer previously mentioned. It probably runs continuously from the terrain southwest of Hesseberg all the way to the vicinity of the shaft Le Hon, thus extending over a length of more than 4 *km*; further to the east and west indications of any limestone are entirely wanting. In the central and western portions of the band there are few actual outcrops of the limestone but it is usually well marked by boulder ridges. The wide distribution of such boulder ridges on the western side of Try Lake seems to indicate that the band has split up here into a number of parallel layers, as actually shown also by cross-cuts and diamond drilling at the 50 *m* level. The eastern portion of the limestone is well exposed and it is traced here almost continuously through all the windings indicated on the map, although its width is very insignificant in places. The rock of this eastern portion is of a whitish, fine-grained variety, somewhat dolomitic in character, while that of the broader central and western portions is a coarse-grained true limestone, more or less abundantly intermixed with serpentine and

black mica. On the southern side of Mörts Lake a little quarry is opened in a green serpentinitic variety, much of the same character as the well known »Kolmård marble».

North and east of Mörts Lake there are exposures of very impure limestones interstratified in a coarse-structured variety of »gneissose granulite». This formation is apparently connected to the north-west with the main limestone-bearing granulite belt and may be interpreted as a sling drawn out from the main belt and squeezed in between the adjacent red granulites. This sling may be compared with the sling of granulite which is seen to project into the great greenstone band later described; similar phenomena are frequently developed on a smaller scale within the zinc ore layer.

#### Pyroxene rocks.

Small bands of grayish-green rocks essentially composed of a diopsidic pyroxene are frequently seen in the banded granulites, especially in the border rocks of the zincblende layer. Somewhat broader bands of this character flank or replace the main limestone band at its eastern dolomitic portion; further to the east they are themselves replaced by a band of pyroxene-bearing greenstone. These pyroxene rocks may be compared with the pyroxene-»skarn» of many iron ore districts of Central Sweden, but differ from it by the almost invariable presence of some basic plagioclase or its zoisitic and epidotic alteration products. Quartz and microcline also frequently enter into the composition of these pyroxene rocks, which usually are closely associated with pyroxene-bearing varieties of the microcline-granulites. The peculiar wollastonite rocks which are characteristic of the Ämmeberg ore belt will be described later in connection with the ore deposits.

#### Greenstone intercalations.

The gray granulite belt exhibits in its eastern, broader portion an abundant development of greenstones. These rocks appear as three conformable bands of considerable length,



which it has been possible to trace almost continuously through the very well exposed terrain. The width of the two southernmore bands averages about 16 and 20 *m* respectively, while that of the northern band reaches up to 400 *m* at its broadest portion inclusive of the width of a peculiar interstitial sling of granulite which for the greater part of the band divides it into two parallel beds. All these greenstones are seen to thin out gradually to the west, and no indications of any greenstone are found in the central, unfortunately much covered portion of the granulite belt. West of the shaft Le Hon, however, a greenstone of essentially the same character reappears in a corresponding »stratigraphical» position to both blende horizons. Hence it appears as if the greenstones were represented only in those portions of the granulite belt where the limestones are lacking or only faintly indicated, and vice versa.

The prevalent rock type of these greenstone bands is a medium-grained, massive, diorite-looking rock (»gabbro-diorite» of TÖRNEBRHM) essentially composed of plagioclase — ranging in different varieties from an andesine  $An_2Ab_3$  up to a labradorite  $An_3Ab_2$  — and greenish-brown hornblende, the latter more or less decidedly predominant. A not inconsiderable amount of biotite is invariably present; with it, curiously, some tourmaline seems to be frequently associated. As a segregation phase of the gabbro-diorite, a band of amphibole-peridotite is developed along the northern side of the great greenstone band. The rock consists of large crystals of a very pale-brownish hornblende embedded in a fine-grained mass of olivine, much spinell and some pale-brownish mica. As insignificant local segregation phases of the gabbro-diorite are observed also some garnet-bearing rock varieties, as well as white plagioclastic rocks.

At the borders of the greenstone bands, as well as at their narrow, slowly outthinning ends, the rocks assume as a rule a more fine-grained and distinctly schistose

structure, which sometimes much resembles the structure of the striped gneissose granulites previously described. These structural changes are accompanied by an increase of the biotite and by the appearance of much pyroxene (greenish augite) and microcline, the rocks thus becoming somewhat monzonitic in composition. The pyroxene is in many places accompanied by much garnet as well as by sulphides and calcite, sometimes also by knebelitic olivine; thus an interesting transition from the gabbro-diorite into eclogite or even into eulysite is accomplished. This is the case at both ends of the southernmost greenstone band, as well as at the end of the southern greenstone sling which projects from the great northern greenstone to the vicinity of Björkelund. Along the borders between this greenstone and its interstitial granulite sling also pyroxene-amphibolites and other interesting border rocks may be observed.

The invariable presence of such fine-grained monzonitic, eclogitic and amphibolitic transition phases to the adjacent granulites is of interest to note, especially if taken together with the marked tendency towards a somewhat eclogitic or greenstone-like development often shown by the granulites themselves in the neighbourhood of the greenstone bands. Certainly both the chemico-mineralogical and the geological relations point to some close relationship between the greenstones and the gray granulites, and indicate that the former rocks must be regarded as integrant members of the rock series of the gray granulite belt, as doubtless are too the limestone, the eclogites and the sulphide rocks.

#### Eclogite bands.

The frequent appearance of eclogitic rocks interbanded with the gray granulites of the Ämmeberg area is a feature not often met with in other granulite areas of Central Sweden. In addition to the small bands of this character, seen wherever the banding of the granulites becomes more conspi-



cuous, there are present three somewhat more marked eclogite horizons; the width of these rocks, however, seldom exceeds  $1\frac{1}{2}$  m. The southernmost band appears in the foot-wall rocks of the main blende layer; the second band, as mentioned above, forms integrant parts of the southernmost greenstone band and is partly of eulysitic composition; the third horizon is faintly indicated in the hanging rocks of the northern unimportant ore parallel. The rocks are very variable in composition and include in addition to more typical pyroxene-garnet-rocks also phases rich in microcline and quartz, which grade into true granulites, as well as phases essentially composed of biotite and garnet or of garnet and quartz, etc; some calcite seems to be invariably present in all these varieties. The eclogitic rock bands, moreover, are always heavily impregnated with pyrrhotite and blende, and for this reason have been subjected in places to prospecting work.

#### Pyrrhotite and blende impregnations.

Sulphide minerals, as already pointed out, are finely disseminated throughout the gray granulites of the Ämmeberg ore field and seem to replace in these rocks the magnetite or hematite usually seen in the granulites of the iron-ore bearing districts. Thus pyrrhotite as well as a little blende have been noted almost invariably in the slides of gray granulites examined; with the blende usually also traces of galena are present. Pyrite, on the other hand, is only locally seen in this area and chalcopyrite is of exceptional occurrence. — Like the other minor constituents of the gray granulites also the sulphides have been more abundantly concentrated at certain distinct horizons within the rock belt; such horizons are easily recognized by their heavy rusting. The eclogite layers described above may be regarded as one type of such sulphide concentrations; in the other cases the matrix of the sulphides does not differ more essentially in its composition from the bordering granulites. As to the cha-

rafter of the sulphide minerals, some of these fahlband deposits contain essentially blende, while others are almost pure pyrrhotite impregnations; many of the smaller layers however contain the both sulphides in rather variable proportions. For the eastern, well exposed portion of the granulite belt the following succession of more distinct sulphidic horizons has been worked out:

1. The northern eclogite band. Only traces of blende observed.

2. The northern blende layer. This blende zone extends from the eastern margin of the mapped area at least as far as 1300 *m* to the west, although in many places only very faintly indicated. It has been considerably prospected at a number of places and a small quantity of ore has been shipped from the Maria mine, situated south of Hessleberg, as well as from the more western Lyck and Victor mines. Some indications of this blende zone are present also in the western part of the ore field.

3. An impregnation zone with mixed sulphides, that for the most part is well marked at the southern side of the main limestone. It assumes a somewhat eclogitic character to the east, and finally is reduced to a narrow rusty band interposed in a small greenstone.

4. A small and discontinuous blende zone with comparatively much galena, indicated by a few prospecting pits along the southern side of the main greenstone, as well as within its interstitial granulite sling.

5. An insignificant zone with mixed sulphides, occurring along the western side of the main greenstone. The matrix of the sulphides is sometimes a quartzose labradorite-zoisite-pyroxene-rock, sometimes an eclogitic granulite.

6. The middle eclogite-greenstone horizon, previously described.

7. The main blende layer, to be described later.

8. The southern eclogite horizon.



9. The main pyrrhotite layer. This layer constitutes a very characteristic and persistent horizon within the rock succession, and marks at the same time the boundary between the gray granulite belt and the southern gneiss area. It is traced all along the length of the granulite belt shown on the map, with a break at its middle, northerly extended and much attenuated portion; outside of the mapped area there are indications of the same pyrrhotite fahlband at least as far as 2 km further to the east. The width usually amounts to 20—30 m. The rock may be characterized as a plagioclase-gneiss — essentially composed of quartz, basic andesine, brown-reddish biotite and a little microcline — which has been impregnated by about 15 up to 30 per cent of pyrrhotite, with merely traces of blende present. The structure is more fine-grained and granulitic at the northern side of the layer, while its southern portions are more closely related to the bordering gray gneiss. The latter contains in places an adjacent parallel of eclogitic character with pyrrhotite and mispickel.

#### The southern area of gray gneisses.

The gray gneisses are for the most part easily distinguished from the adjacent gray granulites by a decidedly coarser structure. As to their mineralogical composition they agree with the »gneissose granulites», previously described, in the abundance and the character of their biotitic constituent, which also in the gneisses is usually accompanied by some light mica, as well as in the presence of some aluminous silicate, which in most cases is andalusite, although cordierite-bearing varieties are not entirely wanting. On the other hand they differ from most rocks of the granulite belt by the much greater proportion and the more acid character of their plagioclase constituent — usually a basic oligoclase — which in the gneisses is rather predominant over the markedly perthitic potash felspar.

Taken as a whole, the gneiss area is of a rather monotonous character; but it is of very heterogeneous appearance when regarded in detail. Thus the structure is usually much confused and twisted with a marked tendency on the part of the light constituents to segregate into irregular bands and veins of a rather pegmatitic or granitic character. Locally, for instance along the shore of Try Lake, there may however be seen some phases approaching mica-syenites in composition which are of almost massive structure, with large white felspar crystals standing out from a dark groundmass.

The confused and heterogeneous appearance of the rocks becomes still more pronounced owing to the frequent presence of sharp-edged rock fragments and lumps of a different composition enclosed in the twisted gneiss mass. Indeed, the gray gneisses present over large areas the aspect of veritable eruptive breccias. A very varied rock series is represented in the fragments, including dark biotite-amphibolites, dark-gray biotite-microcline-syenite-gneisses, reddish eclogitic quartz-garnet-pyroxene-rocks, gray granulitic plagioclase-gneisses, etc. Especially the granulitic and eclogitic fragments are usually abundantly impregnated with pyrrhotite; traces of zinblendé are also observed. The various kinds of fragments are more or less distinctly distributed along defined »horizons» within the gneiss, which in places are well indicated by more continuous bands of the same rock types that are represented in the fragments. One more marked pyrrhotite horizon of this character as well as one distinct eclogite horizon have been indicated on the map; southwest of Knalla, in the western part of the gneiss area, there are also indications of a horizon of biotitic gabbro-diorite with which perhaps may be connected a breccia zone with abundant fragments of biotite-amphibolite well exposed on the eastern side of Try Lake. From these facts the conclusion has been drawn that the rock fragments seen in the gray gneisses may have originally formed continuous band-shaped segregations within



the gneiss mass, of essentially the same character as the pyrrhotite layers, blende layers, eclogite bands etc., which occur interbanded with the gray granulites. At the deformation and bending to which the gneiss mass evidently has been subjected these band-like earlier segregations finally have become brittle and were broken up in places into fragments, while the main, more acid rock mass was still in a plastic condition. Significantly this much brecciated and confused structure is characteristic chiefly for the rocks of the peculiar wedge-shaped portion of the gneiss area which is drawn out to the north at right angles to the general east and west strike of the main area. Further to the south the rocks are seen to assume a much more homogeneous structure and present the aspect of gray granite-gneisses. At the eastern border of the ore field the gray gneisses just as the adjacent granulites become less rich in biotite and finally are replaced by a kind of reddish gneisses much resembling the «iron-gneisses» of Western Sweden.

The small masses of fine-grained gray granite which occur in a few places on the ore field seem to be closely connected with the gneiss. This at least holds true for both the masses north-west of Mørt Lake and north of Vik Lake, respectively. These granites grade without any sharp division line into the bordering gneiss and are seen to contain abundant fragments of the same rock types as are also present in the gneiss; probably the granites represent only local segregations of the salic material of the gneiss itself. The Mørt Lake granite on the other hand sharply abuts on its eastern side towards the gray granulites, which latter are seen to be much interpenetrated with granitic and pegmatitic veins just at these portions of the granulite belt. The granite at the entrance of the Schwarzmann tunnel differs from the others in the presence of some light mica and distinctly cuts the gray granulites.

In connection with the gneisses of the southern area a

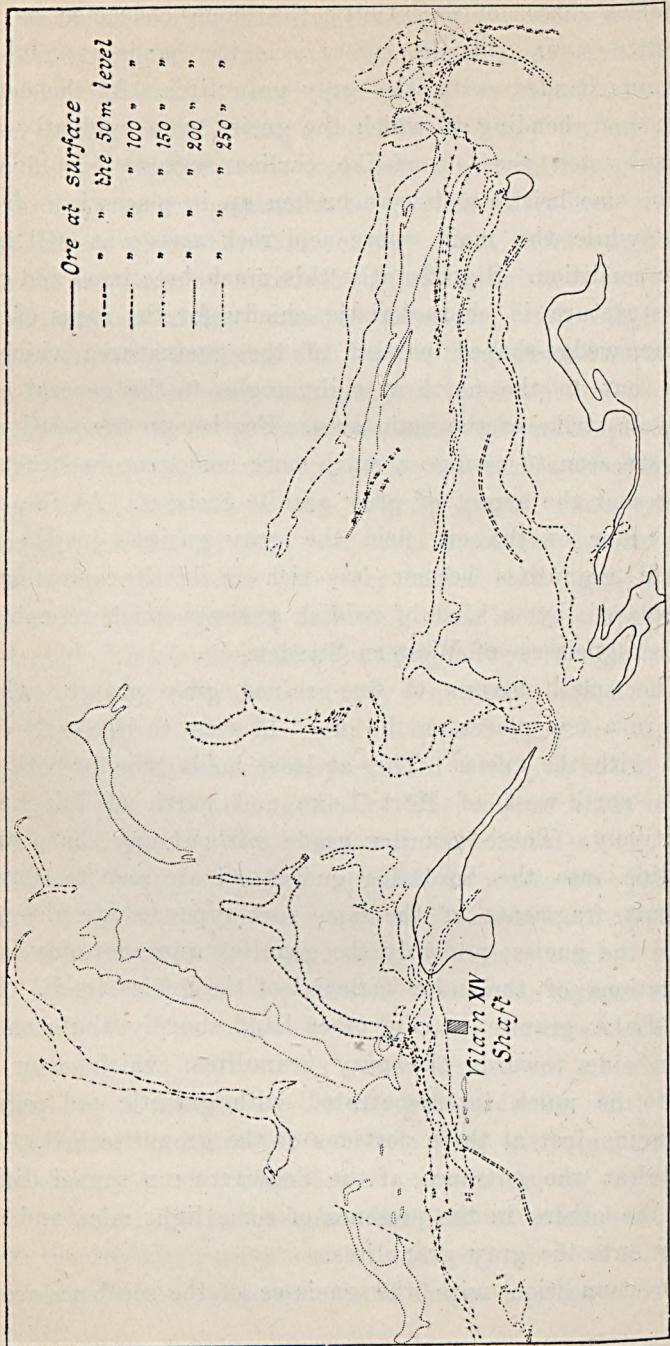


Fig. 2. Ore bodies at the Vilain XIV shaft. Scale 1:2000.

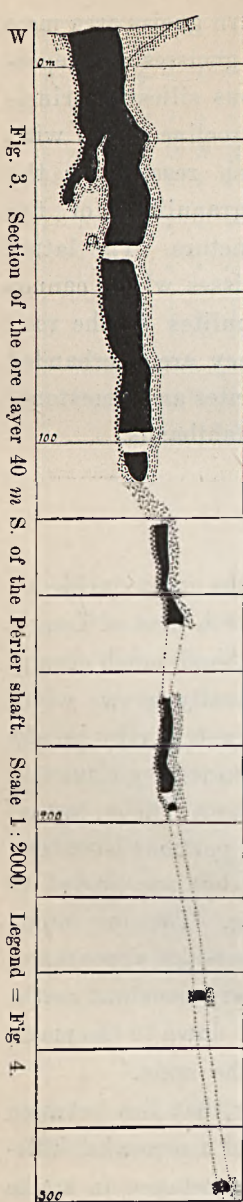


brief account of the rocks of the north-eastern gneiss area may also be given. Chiefly two types of gray gneisses are represented in this area, one rich in aluminous silicates principally sillimanite, the other a biotitic microcline-gneiss with very subordinate andesine-plagioclase much resembling the coarsest varieties among the »gneissose granulites» of the Åmmeberg ore belt in composition and structure. The latter frequently grades into finer grained gneisses which cannot be distinguished from the gneissose granulites of the rock belt referred to and just as in that belt they are interbanded with extended layers of biotitic gabbro-diorites and limestones as well as with some insignificant blende fahlbands.

#### The zinc ore deposits.

Starting from the east the first traces of the great zincblende layer are met with in the granulite area north-west of Torstebacka, where it is seen as a narrow rusting band, much crumpled. The zone of impregnation then gradually grows wider and richer to the west, and extends without noteworthy breaks all the way to the Périer shaft. It is mined continuously along this length as far eastwards as about 300 *m* east of the old Mosselman shaft; the more eastern portions have been explored by a number of prospecting pits but are proved to be not rich enough for profitable mining. The ore mined upon this length is of a very regular layer-like appearance, without any marked folding and with a very constant north-eastern dip of about 70° to 80° all the way down to the maximum depth of 350 *m* hitherto reached in the mine.

The adjoining portion of the ore layer that lies between the two shafts Périer and Vilain XIV is of a somewhat different character. It shows no longer any constancy in strike and width, and dissolves into a series of less extended but much richer ore bodies, which are somewhat lenticular although rather irregular in shape, and in places swell out to a



width of 15 *m* or even more. These ore bodies are evidently connected in strike by rock zones more or less markedly impregnated with blende but it is not easy to trace the blende zone in its details owing to its intricately winding and curving. The general shape and appearance of the ore bodies is illustrated in fig. 2.

West of the shaft Vilain XIV the ore-bearing rock series is sharply deflected into a northern direction conformable with the northerly projecting gneiss tongue previously mentioned. The blende zone is not indicated on the surface on the eastern side of this gneiss tongue anywhere except at the small Gustaf mine, nor has it been searched for along this stretch by underground works. It is indicated however all along the western side of the tongue by a number of mines not worked at present (Christina, Gaston, Isåsa, Valdemar and Paul).

In the further extension of the layer from St. Paul shaft to the shaft Le Hon the ore, just as between Périer and Vilain XIV, is distributed in a series of richer but rather irregular lenses with intervals

where the blende zone is only faintly indicated. At the development of these ore lenses down to deeper levels it has been stated that the ore layer has a synclinal arrangement all along this portion

of the ore field, as shown by the section in fig. 4. The bottom of the synclinal is reached already at the 150 *m* level in the westernmost ore lenses and at between 200 and 275 *m* in the



more eastern lenses. These facts would perhaps lend some colour to the suspicion that the ore-bearing granulite belt has a synclinal structure on a larger scale throughout the ore field, the northern small ore layer being connected at deeper levels with the southern main blende layer. On the other hand it is to be pointed out that there are no other indications of any symmetry present in the structure of the rock belt. Hence it seems at least equally reasonable to think that the synclinal

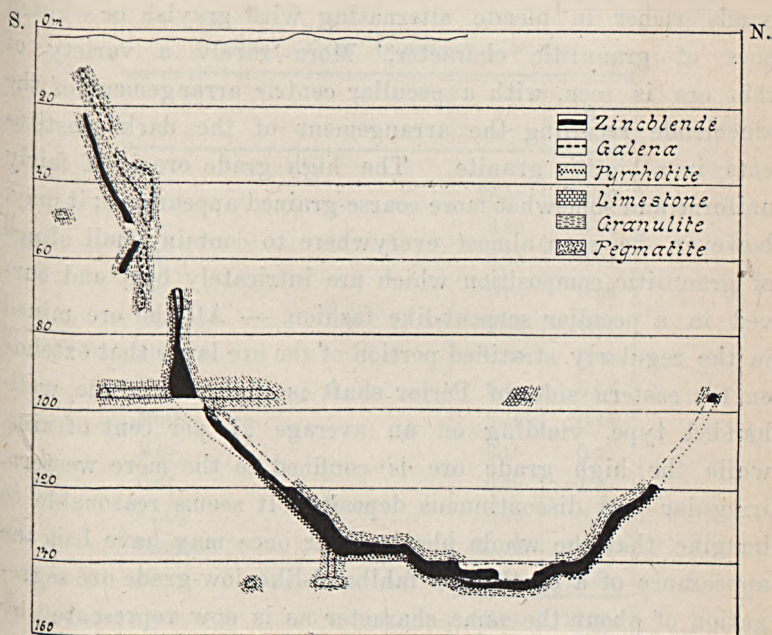


Fig. 4. Section of the ore layer 120 m E. of the Le Hon shaft. Scale 1:2000

arrangement met with at the western ore deposits is not of any special significance, but may be due to a more horizontal crumpling of less magnitude similar to the more inclined minor crumpling that constitutes such a striking feature of many areas of the ore field.

As to its structure and mineralogical composition, the Åmmeberg zinc ore may be characterized merely as a peculiar variety of the bordering gray microcline-granulites, where-

in zincblende has become a more or less essential constituent. Thus the gangue of the ore consists essentially of microcline and quartz, with a variable amount of the various other constituents of the granulites, principally pyroxene, garnet and calcite. The richest ore varieties contain 40 to 50 per cent of zinc; from this all gradations in composition are found, down to ordinary granulite. The low grade ore usually exhibits a very delicate banded structure with brownish bands richer in blende alternating with grayish or whitish ones of granitic character. More rarely a variety of this ore is seen, with a peculiar centric arrangement of the zincblende recalling the arrangement of the dark constituents in a biotitic granite. The high grade ore is of fairly uniform and somewhat more coarse-grained appearance; it may, however, be seen almost everywhere to contain small slings of granitic composition which are intricately bent and curved in a peculiar serpent-like fashion. — All the ore mined in the regularly stratified portion of the ore layer that extends on the eastern side of Périer shaft is of the low grade, well-banded type, yielding on an average 21 per cent of zinc, while the high grade ore is confined to the more western, irregular and discontinuous deposits. It seems reasonable to imagine that the whole blende layer once may have had the appearance of a continuous fahlband-like low-grade ore segregation of about the same character as is now represented by the portion east of Périer shaft. It was then much deformed at its middle portion and drawn out northwards together with a portion of the adjacent gneiss mass. These deformations may have in some way effected a squeezing out of the blende from some portions of the ore band and a corresponding accumulation of it in a richer form at the interjacent portions.

The zincblende of the Åmmeberg deposits is mostly of varieties remarkably poor in iron and hence of light brownish colour. Of other sulphides only galena is present in the ore



in noteworthy quantity. This sulphide is segregated in places, especially in the western part of the ore field, as separate bands in the hanging wall of the blende zone. Pyrrhotite does not occur in the zinc ore itself but is almost constantly seen at the foot-wall of the blende deposits where, together with some galena, blende and pyrite, it is impregnated into a narrow band of a silicate rock essentially composed of a dark green pyroxene with some garnet, hornblende

*Analyses of the Åmmeberg zinc ore.*

	1	2
Zn . . . . .	38.50	38.00
Pb . . . . .	3.30	3.00
Cd . . . . .	0.05	0.01
Cu . . . . .	0.00	0.02
As . . . . .	0.00	0.00
Sb . . . . .	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.60	5.00
MnO . . . . .	0.10	0.20
Mgo . . . . .	0.10	0.20
CaO . . . . .	0.60	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.60	0.40
Insoluble . . . . .	30.72	31.12
S . . . . .	21.00	18.50
	98.57	97.45
Ag grams/ton . . . . .	58	73

1. High grade ore.

2. Concentrates.

and mica and usually also with seams of a micaceous limestone. Below this pyrrhotitic wall rock there frequently appears a formation of whitish, well banded rocks essentially composed of microcline with very variable amounts of quartz, biotite, calcite and various lime-silicates, such as light greenish pyroxene, light coloured garnet, zoisite, wollastonite and more rarely vesuvianite. The wollastonite forms whitish bands of

a silky luster; this mineral, although much subordinate in places, is very characteristic for the formation as a whole, which for this reason is commonly spoken of collectively as »the wollastonite». The pyrrhotite rock and the »wollastonite» do not always mark the definitive foot-wall of the ore belt but may occur also within it, separating different branches or parallels of ore.

The zinc ore is much interpenetrated in places — principally in the more irregular western deposits — with irregular segregations and veins of granitic or pegmatitic character. The felspar of these rocks is of whitish or only faintly greenish colour when just brought up from the mine, but gradually assumes a splendid green colour after lying for some time at the surface, a phenomenon that seems to be common to the felspars of many zinc ore deposits of a similar character elsewhere in Central Sweden, as for instance at the Kafveltorp and Långfall mines. A similar greenish tint is sometimes seen also in the felspar of the broader and more sharply defined, frequently tourmaline-bearing pegmatite dikes which cut the ore-bearing rock series in the area east of the Périer shaft. — The pegmatite segregations within the ore assume sometimes a parallel structure, and then are not easily distinguished from certain varieties of the gray gneisses.

As another mineralogical singularity of the zinc mines should also be mentioned the not unfrequent occurrence of native silver found coating joints in the granulite, immediately associated with the ore. It usually appears in the shape of very thin leaves but in one instance a somewhat larger piece weighing 220 grams has been found in the Périer mine. As the zinc ore itself, and still more the galena ore sometimes associated with it, contains some silver, the formation of the native silver might perhaps be ascribed to a reduction of descending silver-bearing solutions leached from the upper, now removed oxidized portions of the ore layer. On the other hand these ore deposits do not in other respects



bear noticeable signs of any action of percolating water except in the immediate vicinity of some fracture lines, along which in a few instances an insignificant faulting is stated to have taken place. — Emanations of combustible gases have been observed at the north-east end of the 200 m level in the Sincay mine; such gases may still be seen to emanate from a diamond-drill hole in the hanging wall and also from a fissure in the wall of a cross-cut at this level.

The history of development of these large zinc deposits does not go far back in time. The first shipment of ore is mentioned in the year 1847, although the deposits were known long before and in some places had been prospected for silver ore. Rational mining dates from the year 1857, when the mines came into the possession of the well known zinc company »Vieille Montagne». The total production since then amounts to 1,968,729 tons of sorted ore. For the last few years the annual production has averaged 56,000 tons of roasted ore. The ore is sorted into two classes: high grade ore averaging 38 per cent in zinc, and low grade ore with about 21 per cent of zinc. The latter is first calcinated at the mines and then transported to the large concentrating and roasting plant which is situated on the shore of lake Vättern. The high grade ore is transported directly from the mines to the plants at Vättern, there crushed and roasted to zinc oxide together with the concentrates gained from the low grade ore, and both exported to the company's smelters in Belgium and France. Of the 55,157 tons produced in 1909, 10,173 tons were of high grade class with 38,<sup>32</sup> per cent of zinc, and 44,984 tons of the low grade class. From the latter were gained 21,483 tons of concentrates with 37,<sup>64</sup> per cent of zinc, 4,763 tons of concentrates with 25,3 per cent of zinc, and 354 tons of galena concentrates with

72 per cent of lead. The latter contain 800 grams of silver in a ton of lead.

The deposits were at first opened up by the 50 *m* level from the six shafts Mosselman, Périer, Vilain XIV, St. Paul, Sincay and Le Hon, which joined the adit level Schwarzmänn previously mentioned. The total length of this level is 3750 metres; it serves now as water-level for all water from the surface as well as for that pumped up from the deeper levels. Beneath the 50 *m* level other levels are driven at 100 *m*, 150 *m*, 200 *m* and 250 *m* in both the west and east mines and also at 300 *m* and 350 *m* in the latter. The ore lenses so opened up are mined by overhand stoping with filling. The shafts Sincay and Vilain XIV serve as hoisting-shafts for the west and east mines, respectively. The ore above 100 *m* is all worked out now and in the east mine also most ore of the III étage and the half of the IV étage. Half the IV étage, the V, VI and VII étage in the east mine and half the III, the IV and the V étage in the west mine is still to take; shortly, in the mines is as much ore opened up as has been taken to this date, or about 2 millions of tons.

#### Genetic remarks.

Only few of the ore deposits of Central Sweden afford such strong evidences of a close genetic relationship to their border rocks as do the Ämmeberg zinc ores. It seems hardly possible to adduce a single fact in favour of an epigenetic origin in the case of these ore deposits. Hence the blende and other sulphide impregnations of this ore field must be regarded as formed at essentially the same time as the other rocks of the gray granulite belt, and they should be regarded as either of magmatic or of sedimentary origin, according to which hypothesis is preferred for the latter rocks. This is not the place for a lengthy discussion of the much disputed



genesis of these rocks. Certainly there seems to be no possibility of getting away from the conclusion that this formation is of a very singular character, whether interpreted as sedimentary or as magmatic. The presence of limestones as well as of some aluminous rocks, taken together with the apparently regular stratification and banding of the rocks, might at first sight appear suggestive of the sedimentary alternative, but on closer inspection it will be found that the chemical character of the formation as a whole is certainly not in favour of a sedimentary hypothesis, nor is it easy to give a reasonable explanation, from such a point of view, of the close relations which doubtless exist between the gray granulites and the associated gabbro-diorites as well as between the gray granulites and the adjacent red granulites. For those who are disposed to adopt magmatic views for the bulk of the formation, it will be very difficult on the other hand to find sufficient reasons for allowing the limestones to be exceptions to this theory, however disagreeable the hypothesis of magmatic origin for limestones may be for most geologists. In this respect, however, we must bear in mind that quartz-felspar and felspar rocks of such an extremely potassic composition as is evidently characteristic of most granulites of the Åmmeberg area, are certainly not more frequently reported hitherto among rocks of undoubted igneous origin than are magmatic limestones.

#### Plan for excursions.

*Excursion to the eastern granulite area.* Start from the superintendent's house. The house lies just above the great pyrrhotite fahlband (= the sulphidic zone N:o 9 on p. 1063) which is well exposed immediately to SE. On the western side of the pyrrhotite rock are outcrops of an eclogitic rock as well as of the gray gneiss; on the eastern side outcrops of gray granulites with a faint limestone horizon.

Then eastward to the large open cut just south of the Périer shaft. The rocks of the »wollastonite» formation as well as the pyrrhotitic wall rock and some portions of well-banded low grade zinc ore are exposed in the foot-wall of this open cut.

From the Périer mine toward SE. over a hill of gneissose granulites presenting a beautiful, much crumpled structure. On the eastern side of this hill are exposures of eulysite [= the sulphidic zone No. 6] which further to the south adjoins the schistose gabbro-diorites and various other rock phases of the southernmost greenstone band.

Then eastward across the granulite ground to the road running south from Gammelängen. The second band of gabbro-diorite is now crossed; on its eastern side are exposures of eclogitic granulites with a small prospect for blende and galena representing the sulphidic zone No. 5. Finally the third gabbro-diorite is reached whereof abundant outcrops are seen along the road mentioned. On the eastern side of the road are exposures of whitish granulites belonging to the interstitial granulite sling.

Then northward along the road to Gammelängen. At first exposures of gabbro-diorite growing more femic northwards; then amphibole-peridotite on both sides of the road. On the northern side of the peridotite granulites appear with a sulphidic zone (= No. 3) prospected a little east of the road. Immediately before the road joins the main road the limestone band is crossed. The northern blende layer (= No. 2) is then seen at the adjacent Lyck mine. North of this mine are exposures of red granulites with a curving band of greenstone just at the contact with the gray granulites.

From the Lyck mine westward along the main road back to the superintendent's house. At first a various series of granulites is crossed; then the main greenstone reappears winding along the road. A small sulphidic horizon (= No. 5) is prospected for at its southern side. After the disappea-



rance of the greenstone, banded granulites with indications of the limestone are seen along the road. Then the eclogite (= No. 6) reappears a little north of the Périer mine. Just at the parting of the northern and southern road is an open cut the shape of which indicates a peculiar shape of the ore body originally outcropping here.

*Excursion to the western parts of the ore field.* Start from the superintendent's house in a north-western direction. The shaft Vilain XIV is passed where the ore brought up from the mine is instructive to study; on the eastern side of the shaft are also good exposures of the foot-wall granulites. At the adjacent office can be seen maps of the mines as well as good specimens of the ore and rock types characteristic of the ore layer.

Continuing towards the NW. there are some exposures of a very coarse variety of the gneissose granulites on the western side of the road. At Gustaf mine indications of the ore layer are seen. N. of this mine are outcrops of the Mört Lake granite and its transition phases to the gray gneisses which rocks may be studied in the boulder ridges along the road. From Gustaf mine along a path to the Isåsa mine, where the much crumpled ore layer is seen to come in close contact with the coarse rocks of the gneiss area. Then westward to the Valdemar mine. The contact between the gray and the red granulites is exposed just N. of this mine; further to the north are wide exposures of the monotonous red granulites. Then southward to the shaft St. Paul.

At this shaft a small outcrop of the ore layer is preserved in a railway cutting. Then the various rock phases of the gray gneisses are exposed along the road southwards, especially well W. and SW. of the schoolhouse. From the latter place a path leads through the gneiss ground to the Sincay shaft where the ore brought up from the western deposits may be studied.

*Excursion in the Vilain XIV—Périer mine.* Down by Vilain XIV shaft to the 300 *m* level where the ore is opened up to its total length. Then up to the 200 *m* level and by a rise to the 13th heading in the IV étage of the Périer ore lens where overhand stoping can be studied along a length of 300 *m*.

To Mr O. Torell the writer wishes to acknowledge his indebtedness for many courtesies received from him during the prosecution of field work as well as for helpful information and criticism at the preparation of this paper.

---



Erinringar till A. HAMBERGS senaste föredrag om Sarek-  
traktens geologi.

Af

FREDR. SVENONIUS.

Då omständigheterna ej tilläto mig att omedelbart efter hr HAMBERGS nyligen hållna tvenne föredrag (i Uppsala den 4:e och vid G. F:s möte den 7:e april) försvara mina från föredragandens vidt divergerande åsikter i ämnet, förbehöll jag mig vid det senare tillfället att härom få inlämna en uppsats till förhandlingarna.<sup>1</sup>

Föredraganden lämnade först beträffande den geologiska byggnaden en i allmänhet mycket starkt schematiserad framställning, ur hvilken snart sagdt alla stratigrafiska detalj-observationer eliminerats. På urberget i Ö eller SO hvilat en i fältet ytterst smal rand af *östlig silur* — till hvilken han tycktes vilja räkna endast de skifferkomplex, inom hvilka jag funnit *Hyolithus*-fragment — därpå en några mil bred, synnerligen mäktig »*syenitformation*», som sträcker sig ända till högfjällen inom Sarekgruppen och hvaraf några spår äfven antyddes förekomma SW och W om dessa högfjäll; samt

<sup>1</sup> De uppsatser af förf., till hvilka hänvisningar göras i det följande, äro:  
Öfversikt af Stora Sjöfallets — — — geologi, G. F. F. 22 (citeras

»Sjöf.»)

Bidrag till belysning af eruptivens betydelse för fjällbildningarna. G. F. F. 18 samt S. G. U., Ser. C, N:o 164 (citeras »Erupt.»)

Forskningsresor i Kvikkjokks fjälltrakter 1892 och 1893. S. G. U., Ser. C, N:o 146 (citeras »Forskn.resor.»)

Om berggrunden i Norrbottens län. S. G. U., Ser. C, N:o 126 (citeras

»Berggr.»)

ofvanpå syenitformationen en *amfibolitisk formation* bildande högfjällens hufvudmassa och öfre delar. N och W om högfjällsformationerna träffas den *västra siluren*, från hvilken vi i detta sammanhang tills vidare bortse.<sup>1</sup> Det hela (utom sistnämnda) bildar enl. HAMBERG ett system af kakor eller skällor utan spår till öfvergångar sinsemellan, men ställvis med märkbar diskordans. All skiffriighet inom skällorna är, enligt HAMBERG, tryckskiffriighet, med undantag för en mycket gles stomme af verkligt sedimentära skiffrar inom amfibolitformationen, hvilken stomme utfyllts med väldiga, sedermera omvandlade, injicerade gabbroeruptiv. Skiffriheten faller svagt mot W eller NW, från hvilken regel dock något sporadiskt undantag medgafs, och syenitformationens nedersta parti är öfverallt krossadt.

Efter en dylik framställning är ju den slutsatsen tämligen solklar, att plattorna äro öfverskjutna: syenitplattan på siluren, och amfibolitplattan på den förra. Hr HAMBERG måste sålunda bestämdt sluta sig till *öfverskjutningshypotesen* och lika bestämdt förkasta min tanke på eruptiva »*öfvergjutningar*». Men, då HAMBERG på grund af geofysiska deduktioner fann orimligt, att jordskorpan veckning i följd af afkylningen kunnat åstadkomma de öfverskjutningar af ända till 140 km., som TÖRNBOHMS teori förutsätter, och ej heller fann sig synnerligen tilltalad af HOLMQVISTS antagande af underskjutningar<sup>2</sup> m. m., så ansåg han den SCHARDTSKA glidnings- eller *rutschningshypotesen* vara acceptabel äfven för vårt fjällproblem. Dock må framhållas, att föredragandens sympati för denna hypotes tydligen svalnat rätt mycket mellan den 4:e och 7:e april. Äfven en annan förändring hade de båda mellandagarna medfört: i sitt förra föredrag behöfde H. två »centralalper» någonstädes ute i Atlanten utanför Norge — en för syenit-, en för am-

<sup>1</sup> Jmf. t. ex. »Sjöf.», s. 308, »Erupt.», s. 331 o. s. v.

<sup>2</sup> Denna hypotes erinrar för öfrigt lifigt om ett antagande beträffande de medelskandinaviska formationerna, som jag 1879 framkastade. (S. G. U., Ser. C, N:o 75, s. 23.)



fibolitskollan — men i det senare förutsattes endast *en* sådan »lastbrygga», då det nu syntes föredraganden mera sannolikt, att syenitformationen frampressats någonstädes V om Sarekfjällen, och på öfligt mystiskt sevegruppsmanér praktiserats till sin nuvarande plats.

Anser man — och såsom mig synes med fullt fog — hypotesen om en kolossal öfverskjutning vara orimlig, så synes det dock fordras en från all aktualitet än mera frigjord fantasi för att finna någon rimlighet i den af hr HAMBERG förordade central-alps-hypotesen. Man erinre sig blott, att det kortaste afståndet från den ponerade centralalpen till »skollans» ytterkant i denna trakt skulle vara allra minst 20 mil och att, om backens lutning sättes så lågt som till 5° för att under gynnsammaste förhållanden möjliggöra någon glidning eller rutschning, alpens höjd behöfde vara och förblifva nära 2 mil (1,75 mil). HAMBERGS framställning af de geologiska hufvuddragen strider i åtskilligt mot de detaljobservationer, som jag gjort och åtminstone delvis publicerat, ehuru tyvärr de flesta af mina publicerade iakttagelser synas ha undgått hans uppmärksamhet.

Som jag redan antydt, fattar jag *den östra siluren* eller »*Hyolithus-serien i vidstr. bem.*»<sup>1</sup> betydligt mera vidsträckt än hvad HAMBERG synes göra, och jag hänför dit både djuphafs-bildningarna (lerskifferna m. m.) och strandbildningarna eller sandstenszonen. Denna senares tektonik och många intressanta bergarter — såsom sandstenar af olika slag, röda och grå, ofta med böljslag och diskordant lagring, konglomerat, kvartsit, kalksten och kalksandsten, lerskiffer, järnkisel, porfyryr, grönstenar och mandelstenar m. m. — liksom äfven

<sup>1</sup> Då C. WIMAN vid sammanträdet i Upsala synnerligen häftigt kritiserade denna benämning, vill jag till mitt försvar blott erinra därom, att ytterst sporadiska *Hyolithus*-fragment länge voro de enda fossila antydningar, som kunde uppdragas inom dessa skifferar, och att de funna hyolithernas ålder likaledes länge var omöjlig att afgöra (BRÖGGER). Under sådana förhållanden torde detta namn varit ej blott ursäktligt, utan fullt berättigadt såsom ett provisorium.

dess ekvivalenter inom och utom vårt svenska fjällområde skildras i Sjöf., sid. 279—287. Väl är skillnaden mellan denna afdelning och lerskifferafdelningen (»hyolithusonen i inskr. mening») ganska stor, men då man finner omisskänneliga öfvergångar mellan båda (sid. 287), anser jag mig hafva fullt fog att hänföra båda till kambrio-silur.

Än större och bjärtare är emellertid olikheten mellan den östra siluren — i dess typiska skick<sup>1</sup> — och hvad jag kallat »högfjällsgraniterna» eller HAMBERGS *syenitformation*. Särskildt gäller detta de senares östra eller sydöstra gräns, där de i regeln äro mera grofkorniga och ofta massformiga, medan de gröfre varieteterna äro rätt sällsynta inåt fjällområdet. Jag har omnämnt en stor mängd variationer både i allmänt utseende, kornighet, struktur och kemisk sammansättning (sid. 297—305), äfvensom inblandningen af ett och annat kvartsitiskt och glimmerskifferlager. Den kemiska sammansättningen afviker, såvidt bekant, tydligt från vanliga urbergsgraniter och visar redan enligt de få analyser, jag var i tillfälle meddela<sup>2</sup> (sid 305), stark dragning till syeniternas; äfven någon mera gabbroartad bergart döljer sig bland dem (t. ex. analys V). Mot V och uppåt träffas allt ymnigare bergarter, som till utseendet likna äkta gneiser och leptiter (granuliter) med en mångfald af skiftningar; men vid granskning af slipproffen ha samtliga dessa ansetts vara utpressade eller gnuggade, mer eller mindre helt omkristalliserade graniter (sid. 304). Emellertid är det förhållandet mellan formationen och siluren, som för ögonblicket har största intresset, och här öfverensstämma ej mina och HAMBERGS skildringar. Trots den vanligen så bjärt i ögonen fallande kontakten varsnar man dock redan *inom* siluren en del förbud till eruptivformationen. Så beskriver jag från Juobmotjäkko (s. 289), huruledes redan

<sup>1</sup> Många områden finnas dock, där man har skäl att vara villrådig om gränsen mellan båda. (Jmf. Sjöf., sid. 294.)

<sup>2</sup> Jag hade önskat och anhållit om ett vida större antal analyser å dessa bergarter, men de kunde ej beviljas.



den öfver grönstenen vid Roviejaursch liggande kvartsiten konformt öfverlagras af en några *m* mäktig *granitbädd*<sup>1</sup> (692 *m.* ö. h.), hvarpå följer bl. a. en alunskiffer (med glänsande svart streck och platta, kvartsitska bollar), och slutligen 717 *m.* ö. h. *en ny granitbädd*, mera finkornig, sur och något gneisartad, hvarpå följa lerskifferar och en egendomlig kvartsit till något 10-tal *m* mäktighet och slutligen granitväggen under de SV:a topparna, medan Juobmos egentliga granitfot något östligare möter på omkring 920 *m.* ö. h. Från Alleb Kirkao beskrifves (sid. 295), huruledes en eller flera högre lerskifferhorisonter träffas inom de graniter, som hvila öfvanpå lerskifferarnas hufvudmassa, och (samma sida) analoga förhållanden vid Kårtjeaur och Jällimnjarka. Anmärkningsvärda äro ock de granitiska strimmor och fläckar, som ställvis ses i de högre lagren af blåkvartsen (s. 297), liksom ock de oregelbundna (insmälta?) fläckarna af blåkvarts, som ses t. ex. i Juobmotjäkkos granit (s. 297). Jmf. ock LUNDBOHMS erinran om ett linsformigt granitparti inom den grafitförande skiffern N om Sjangeli, hvilket ock kunde vara ett dylikt förbud för den mäktiga *öfverliggande* graniten (G. F. F. 19: 18), som i denna trakt ofta är rik på skifferbrottstycken (t. ex. vid Vassijaur). Eruptivformationens företeelser i bottenpartierna äro ej så enformiga som de vanligen, och äfven af HAMBERG, framställas. Visserligen möter man ej sällan denna illa tilltygade, tämligen basiska massa, som jag provisoriskt benämnt »kakirit» — i kemiskt hänseende snarast lik analys V sid. 305 — men mycket ofta eller oftare är det både till art och gry andra, mera granitiska och ej så starkt krossade bergarter, som bilda bottenzonen. Graniten vid foten af sydostligaste knölen på Alleb Kirkao är grof, rent massformig, ställvis sur; nedersta klipporna af »kalotten» längre mot N (690 *m*) äro däremot syenitiska, stundom mycket pressade. Kaska Kirkaos granitkalott visar sig på baksidan (mot SV) hvila

<sup>1</sup> Då ingen genomgripande lagring iakttagits, uppfattar jag dessa graniter såsom bäddar.

fullt konformt på en grå lerskiffer och är nedtill under några famnar gneisig med till utseendet primär skiffriighet (fluidalstruktur), men blir uppåt snart rent massformig. Dess måktighet växlar mellan c:a 20 och 40 *m* (s. 298). I Poggevaratsch är den starkt bankade graniten nederst<sup>1</sup> ganska grof, öfvervägande grå och något gneisig, och den grofva, starkt flusspatförande, violetteröda, sura graniten i Kuutiktjåkko (s. 304) är nedtill mest i ögonenfallande genom de krum-ytiga fältspaterna. Att dessa strukturer ofta vittna om rörelser och förskjutningar inom bottenpartierna, är ju naturligt, men de synas ej vara så genomgripande och omfattande, som man skulle vänta inom det »till ett slags såpa omvandlade» parti af bergarten, som den stora öfverskjutnings- och väl äfven rutschningshypotesen förutsätter. I många fall kunna dessa strukturer vara, åtminstone i det närmaste, primära och fluidala.

Jag har själf framhållit, att den granitiska kalotten på ett visst område inom Kirkobergen synes ligga med en svag diskordans öfver silurskifferarnas hufvudmassa (s. 298), men jag påpekar ock att, då öfverlagringen på platåns S-sida är konform, fenomenet torde vara mera tillfälligt eller sekundärt och analogt med »den ofta mötande företeelsen att ett löst skifferlager är tämligen hopknyckladt, medan ett därpå hvilande lager af kvartsit ligger plant» (s. 299). Möjligen ser man ock i Luleb Kirkao vid kontakten en *svag* inpressning af granitisk massa mellan skifferlagren, en iakttagelse som, om den bekräftas, ingalunda skulle disharmoniera med den uppfattningen, att graniten framvält såsom en, måhända submarin lavaström.<sup>2</sup> Någon *kraftigare* metamorfos af de underliggande skifferlagren är ej iakttagen, om än dessa ej heller äro alldeles oberörda därpå.

*Amfibolitformationens* i detalj ytterst växlande samman-

<sup>1</sup> Kontakt mot skifferarna är dock ej sedd här.

<sup>2</sup> Min uppfattning, att granit kan hafva framträngt såsom yterruptiv, grundas bl. a. på A. E. TÖRNEBOHMS auktoritet (s. 315).



sättning har jag flera gånger skildrat.<sup>1</sup> Men trots dess utpräglade karaktär kan man knappt säga, att amfibolitformationen i allmänhet viltager alldeles oförmedladt och skarpt skild från sevegruppens granitiska eller syenitiska afdelning. I Tarrekaisetrakten t. ex. är gränsen mycket svår att uppdraga (»Forskningsresor», sid. 11.)<sup>2</sup> Den profil af Akkafjället, för hvilken jag lämnar en kortfattad redogörelse uti »Sjöfallet», sid. 302, är ganska belysande för båda formationerna, hvarför jag tillåter mig att här återgifva densamma projicierad på ett vertikalsnitt (Fig. 1). Visserligen äro amfiboliterna i stark majoritet ofvanom 1,200 m, men t. o. m. i detta fjäll träffas ungefär samma bergart nere på 500 m höjd, medan de gneisiga och granulitiska mellanled, som synas inom amfiboliterna ofvanom 1,200 m, synas vara af samma slag som de så ymnigt nedom denna mötande: d. v. s. väsentligen »pressade graniter.» Verklig diskordans erinrar jag mig ingenstädes hafva iakttagit mellan amfibolit- och syenitformationerna.<sup>3</sup> Vål finner man ej sällan<sup>4</sup>

<sup>1</sup> T. ex. »Erupt.», s. 331 och f. »Forskn.resor», s. 8 o. f., s. 31 o. f.

<sup>2</sup> Jmf. ock »Berggr.», s. 37 och 41.

<sup>3</sup> Rörande det geologiska läget af »ruotevarit» och olivinstensbergen, se »Erupt.», s. 328.

<sup>4</sup> Ex. härå från Dunderlandsdalen anföras i »Nasafjälls zink- och silfvergrufvor» (G. F. F. 17: 445.)

**Teckenförklaring:**

- Amfiboliter.
- ▲ Massformig granit.
- — Grofkornig gneis.
- Småkornig »
- Granulit.
- Glimmerskiffer.
- ⊕ Kvartsit.

Fig. 1. Akka-profilen, projicierad på ett vertikalt snitt (Sjöfallet, sid. 302).

i de skandinaviska fjälltrakterna, att tektoniken inom högt liggande partier af ett fjäll visar sig föga rubbad, medan de djupt liggande lagren äro kraftigt veckade och uppresta; men där mellanpartierna äro blottade, synes man ock i de flesta eller sannolikt alla fall kunna påvisa, att veckningen *småningom* minskas uppåt, att diskordans icke förefinnes, såvida ej mer eller mindre gamla förkastningar orsakat en skenbar sådan. Bild 2 utgör ett drastiskt exempel på uppkomsten af skenbara dis-

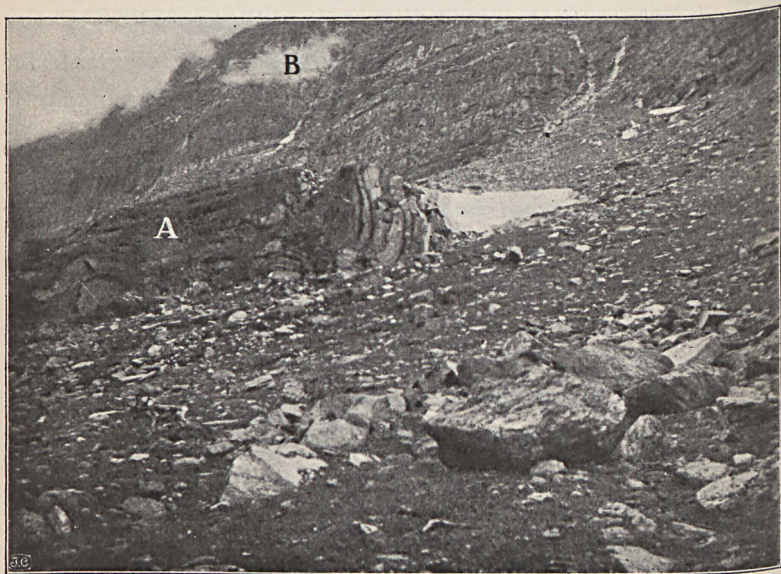


Fig. 2. Skenbar diskordans vid Vassitjåkko. — Fot. af förf.

kordanser i fjälldalarna.<sup>1</sup> I det inre af Vassivagge visar sig på dalslutningens nordöstra sida en ansenlig, långdragen klippa (A) af »hårdskiffrar». I dess krön är stupningen ofta vertikal. I den närliggande väldiga fjällväggen (B) däremot ligga lagren flackt. Från den sida, fotografien togs, ser man mycket snart sakens sammanhang, nämligen att hela denna

<sup>1</sup> Bilden är ock ett exempel på renens skyddande förklädnad: rakt under bokstafven A, på halva afståndet till bildens nedre kant, står en stor rentjur.



klippa är nedstörtad från fjällväggens öfre del, där man kan fullt tydligt identifiera dess lager; men vore klippan mera jordtäckt, så att blott den vertikala delen af lagren syntes, är det nog mer än sannolikt, att vi äfven här finge ett »bevis» för diskordant öfverlagring i de svenska fjällen.<sup>1</sup> Äfven diskordansen i Kukkesvage (HAMBERGS s. k. »fönster», jmf. »Erupt.», sid. 333—334) synes längre mot SO, i Vuojmes, upplösa sig till normal veckning. Emellertid synes HAMBERG uppfatta nästan all lagdelning eller skiffriighet inom amfibolit- och syenitformationerna såsom sekundär.

Ehuru jag liksom HAMBERG anser hufvudmassan af dessa bildningar ytterst vara af eruptivt ursprung, tror jag dock, att en mycket väsentlig del däraf har primär lagdelning, antingen såsom tunna bäddar med mer eller mindre utpräglad fluidalstruktur eller såsom tuffartade bildningar. Krossning och utvalsning hafva sedermera under bergskedjeveckningen orsakat en massa, ofta genomgripande förändringar. Det är nämligen inom ett större amfibolitfjäll vanligen så, att »lagren» representera ganska olika sammansättningar och utseende hos massan. Sålunda är t. ex. en komplex »hornblendeskiffer» starkt bemängd med granater, en annan med skapolit i strimmor eller pärlbandslika gyttringar, eller med titanit, rutil o. s. v., ett vidt utbredt »lager» är grofkornigt, ett annat finkornigt, ett mycket basiskt, ett annat öfvergående till hornblendegneis, dioritskiffer, kvartsig hornblendeskiffer, glimmerskiffer o. s. v.<sup>2</sup> Därtill kommer ett synnerligen viktigt förhållande: nämligen deras konformitet i förhållande till inblandade lager af kvartsit, kalksten o. d. I motsats hertill är förskiffringsfenomenet, som ju äfven då och då visar sig i fjällens bergarter, alltid *oberoende* af den petrografiska beskaffenheten hos massan.

HAMBERG medgaf, att veckningar finnas, men ansåg dem

<sup>1</sup> Sådana skenbara diskordanser ses ofta t. ex. i V:a Islands dalgångar (se KELLHACK: s. 392, fig. 7.)

<sup>2</sup> Jmf. »Forskn.resor», s. 31 o. f.

spela en försvinnande liten roll. Om än stupningen öfver ganska vida områden ofta ej är så synnerligen stark, är dock förhållandet ganska olika i olika delar af fjällen, och litet hvarstades träffar man i alla våra fjälltrakter ganska kraftiga och vidt ingripande veckningar. Endast såsom några exempel ur högen må erinras om de jättestora, uppstående slyngorna inom Njämilpakte<sup>1</sup> (jmf. ock sid. 39 i »Berggrunden») eller Daunevare (»Erupt.», s. 345); f. ö. har jag ej funnit skäl frångå den uppfattning af tektoniken i Sjöfallstrakten, som uttalas t. ex. »Sjöf.», sid. 300 (profilen) eller å sid. 312—314; eller beträffande Sulitälmatrakten i »Erupt.», s. 330, Virijaur (ibid. 325) o. s. v.

Då den tydning af våra fjälls byggnad, som jag vid åtskilliga tillfällen djärfts framställa, väsentligen stöder sig på den i ögonen fallande analogi, som råder mellan dem och den *isländska basaltformationen*, vill jag här med några ord erinra om denna. Ehuru Island blott utgör en mindre skolla af hela det skottsk-grönländska basaltområdet, är dock den här befintliga basaltformationens utsträckning så stor, att den, om ön — med en viss vridning mot N af dess längdaxel — lades på det skandinaviska fjällgebietet, skulle täcka detta i ena riktningen från Torneträsk t. o. m. Jämtlands norra del och i den andra från Atlanten och ett godt stycke öster om fjällbildningarna. Hvad som fattas inom det centrala Sverige och Norge täckes mer än väl af hela formationens öfriga, f. n. submarina del. Detta hvad vidden beträffar. Tektoniken erbjuder lika goda analogier. Denna miocena basaltformation har, som bekant, två hufvudformer: 1) den *egentliga* (finkor-

<sup>1</sup> »Forskningsresor» sid. 12. Denna är omiskännelig. Möjligt är däremot, att den på samma sida skisserade veckningen i Hildos östra del ej går precis så som teckningen visar; men att en synnerlig kraftig veckning finnes äfven här, visar sig tydligt i fjällväggen mot sidodalen i öster. Jmf. ibid. sid. 33. Liknande veckning ses t. o. m. i Kårsonjunjes »marmor»-zon nära Torneträsk.



niga) *basalten* med sina högfjäll, uppbyggda af mer eller mindre tjocka kakor af eruptiva bäddar och glest utströdda lager af mycket finkorniga sediment, som ju stundom föra växtfossil; samt 2) den *klastiska tuff-formationen* (utan växtfossil), som bildar ett mera oregelbundet begränsadt, lägre förland eller bälte och består af gröfre och finare sediment — inklusive verkliga konglomerat m. m. — samt af här och hvar inlagrade bäddar af grofkornig basalt (*dolerit*). Inom den förra varierar eruptivbäddarnas mäktighet mellan omkring 5 och 30 *m* eller mera, oftast äro de inemot 15 *m* tjocka. Den egentliga basaltens mäktighet uppskattas till minst 3,000 *m*, tuffbergets till c:a 1,300 *m*.

Inom den förra uppskattas enligt KEILHACK<sup>1</sup> mängden af sediment till högst en tiondedel, medan omvänt inom den senare doleritbäddarna knappt utgöra en fjärdedel af det hela; men gifvetvis växla dessa proportioner något i olika trakter. Eruptivbäddarna, som ju stundom visa en gneisliknande fluidalstruktur, ligga alltid konformt på skiffrarna. Enligt TH. THORODDSEN<sup>2</sup> har basaltbäddarnas inflytande på de underliggande lagren af skiffer, lera etc. i regeln varit *ytterst ringa* och är *ofta* (makroskopiskt) *ej ens upptäckbart*; och likaså är den slaggiga skorpan på deras undersida oftast rent försvinnande. Tuff-formationen (framför basaltfjällen) varierar mycket i utsträckning — alldeles som våra östliga och mera klastiska »seveberg». Får man uppfatta Sarek—Sjöfalls-traktens syenit- och amfibolitformationer såsom massor af eruptivbäddar, blir egentligen enda olikheten mot den isländska basaltformationen, att denna är mera basisk och ej genomgått de mekaniska vecknings- och utvalsningssprocedurer, som väl med naturnödvändighet måste ha drabbat *våra* fjällbildningar, hvilkas ålder under alla förhållanden går tillbaka till långt in i paleozoiska eran.

<sup>1</sup> *Beiträge zur Geologie Islands* (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1886.)

<sup>2</sup> Sjöfallet s. 317, 318.

Men kan man väl ock säga, att den geologiska byggnaden är analog inom de öfriga områdena för våra omstridda fjällbildningar? Dessa områden framställas ju ibland som nära nog rena glimmerskifferformationer. I min uppsats om »Eruptivens betydelse för fjällbildningarna» har jag sökt påvisa sannolikheten af att eruptiva bildningar och derivat af sådana spela en mycket stor roll inom dessa.<sup>1</sup> Men det är ju ock mycket naturligt, att proportionen växlar mellan de rena eruptiven samt tufferna och sedimenten, till hvilka flerstädes äfven sälla sig karbonatlager samt t. o. m. ett och annat konglomerat (Erupt., s. 328). Emellertid öferskattar man gärna glimmerskiffernas kvantitativa betydelse, då man tidt och ofta möter samma slags glimmerskiffer allt från Härjedalen upp till Torneträsk. Men om man i en riktning, som skär lagrens strykning, öfvervandrar ett sevegrupsfjäll med ej alltför flack lagring, finner man ganska snart, hur ringa uthållighet hvarje varietet af bergarten i själfva verket äger och att ofta t. ex. en sådan »glimmerskiffer» snarast borde kallas gneis, glimmergneis, »granulit», gneisgranit o. s. v. Det är faktiskt så, att en hel del bergarter, som här gå under dessa benämningar, i Sarek—Sjöfalls-trakten skulle rubriceras såsom pressade graniter (syeniter) o. s. v. En väsentlig del af namn-olikheterna beror på alldeles subjektiva skäl: fjällbildningarna böra därför ses objektivt och med samma ögon i olika trakter!

HAMBERG anser, att de verkligt sedimentära skifferar, som undantagsvis träffas inom amfibolitformationen, bildat ett *skelett*, som utfyllts genom väldiga gabbroinjektioner, och han torde hysa liknande åsikt om förhållandet inom syenitformationen. Härvid må först anmärkas, att om än åtskilliga mindre gångar

<sup>1</sup> Man erinre sig ock REUSCH's för sin tid så djärfva, ja nästan förlöjligade påstående, att Åreskutans öfre del vore eruptiv. — Till de reminiscenser af thermal verksamhet, som förr lämnats (kiselsinter inom olivinstenarna, »Erupt.», 339) torde nu ock kunna läggas några förekomster af »blockmagnesit», i Tarrekaisegebietet, hvilka lifligt erinra om vissa thermalt förklarade stejerska fyndigheter.



kunna påvisas, så hafva dessa gifvetvis alldeles ingen betydelse såsom eruptionskanaler för de stora amfibolitmassorna — lika litet som någon geolog torde vilja härleda Islands större basaltbäddar från de små basaltgångar och injektioner, som där mycket ofta kunna iakttagas. Det är med fjällens eruptivmassor på samma sätt som med så mycket annat i naturen: *hvarest* de frambrutit och *hur* de tillkommit, veta vi ej, ännu åtminstone. Men att det ytterst glesa och svaga nätet af äkta sediment, som träffas inom både de svenska och de isländska högfjällen skulle vara *ett preexisterande »skelett»*, är i båda fallen lika orimligt. I båda fallen torde ock »skelettets» massa tillhöra samma storhetsordning och ofta nedsjunka till mindre eller föga mer än en tiondedel af det hela.

Hufvudorsaken till den vidt utbredda obenägenheten för vårt fjällproblems lösning på nu antydd väg torde emellertid ligga i den ringa grad af metamorfism, som tillkommer de underliggande silurbildningarna, medan sedimenten inom syenit- och amfibolitformationerna vanligen äro starkt omvandlade. Förklaringen till denna motsats är dock enligt min mening mycket naturlig. Den mäktiga siluriska skifferformationen har först täckts af några *relativt obetydliga*, sannolikt submarina, eruptivbäddar, som ej förmått att nämnvärdt metamorfosera sitt underlag, men väl att genom sin dåliga värmeledningsförmåga kraftigt skydda detsamma för vidare metamorfos. Raka motsatsen var fallet med de obetydliga sediment, som sedermera bildades inom en miljö af täta, kanske väsentligen supramarina eruptioner. Därtill kommer inflytandet af alla senare massförskjutningar, utvalsningar o. d. inom veckningsområdena.

Af de geologer, som omfatta den s. k. stora öfverskjutningen,<sup>1</sup> betonas ofta, att vissa mer eller mindre egendomliga »urbergsstrukturer», som man spårat inom fjällskiffrarna, ej skulle kunna medgifva dessas tydning som postazoiska bild-

<sup>1</sup> Denna hypotes är ju något helt annat än *mindre* öfverskjutningar i följd af veckningen, hvilka jag gifvetvis aldrig förnekat (»Erupt.», s. 342).

ningar. Här föreligger dock en påtaglig risk för cirkelbevis: man *antager* att vissa karaktärer äro unika för urberget; sedan återfinner man dem i bergarter, som man så gärna *vill* uppfatta såsom öfverskjutet urberg och — slutsatsen följer själfmant. Hur intressanta och viktiga drag än mikropetrografien kan uppdaga — den kan dock ej träda i den stratigrafiska geologiens ställe.

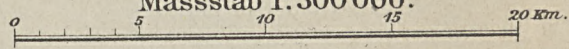




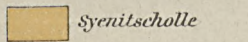
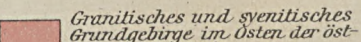
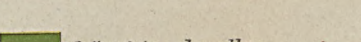
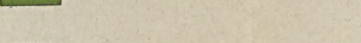
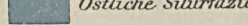


Geologische Übersichtskarte  
**DES SAREKGEBIRGES**  
 von  
**AXEL HAMBERG**

Masstab 1:300 000.



Erklärung der Farben

- |  |   |
|--|---|
|  Amphibolitgruppe                 |  Östlicher Quarzit (Algonk?)   |
|  Syenitscholle                    |  Granitisches und syenitisches Grundgebirge im Osten der östlichen Siburfazies |
|  Sehr basische Gesteine derselben |  Grinsteine desselben  |
|  Westliche Siburfazies            |  Porphyrit im Kukkesvage   |
|  Östliche Siburfazies             |   |



Querschnitt durch das Sarekgebirge in etwa NNO-SSW-licher Richtung



Längsschnitt durch den Südrand des Sarekgebirges in ungefähr NW-SO-licher Richtung

1°

0° 30'

0° Länge von Stockholm

0° 30'



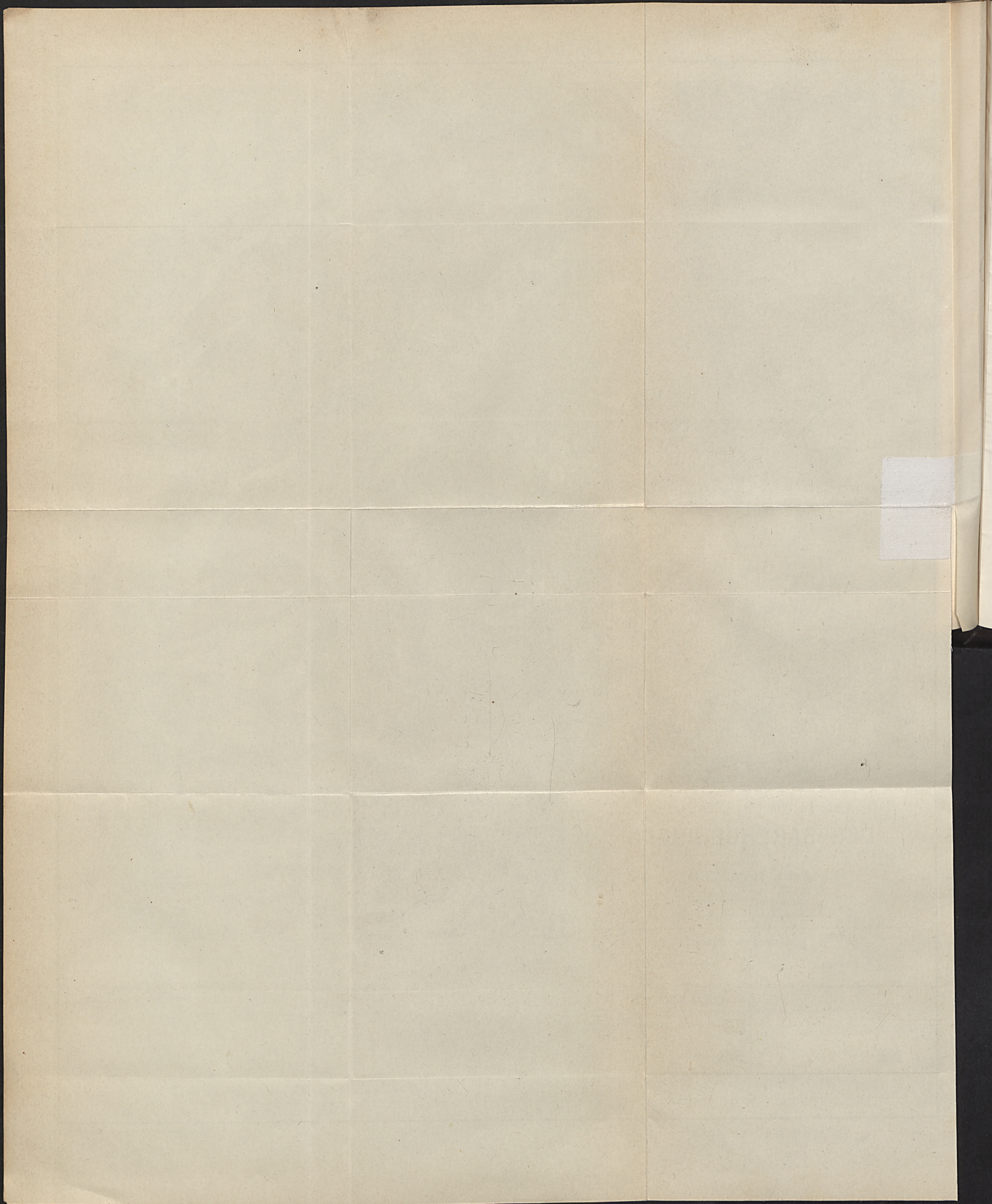




Fig. 1.



Fig. 1. Das Delta des Rapaätno an seiner Mündung in den Laitaure, vom Nammatj aus gesehen.

Verf. phot. 16. Juli 1899.

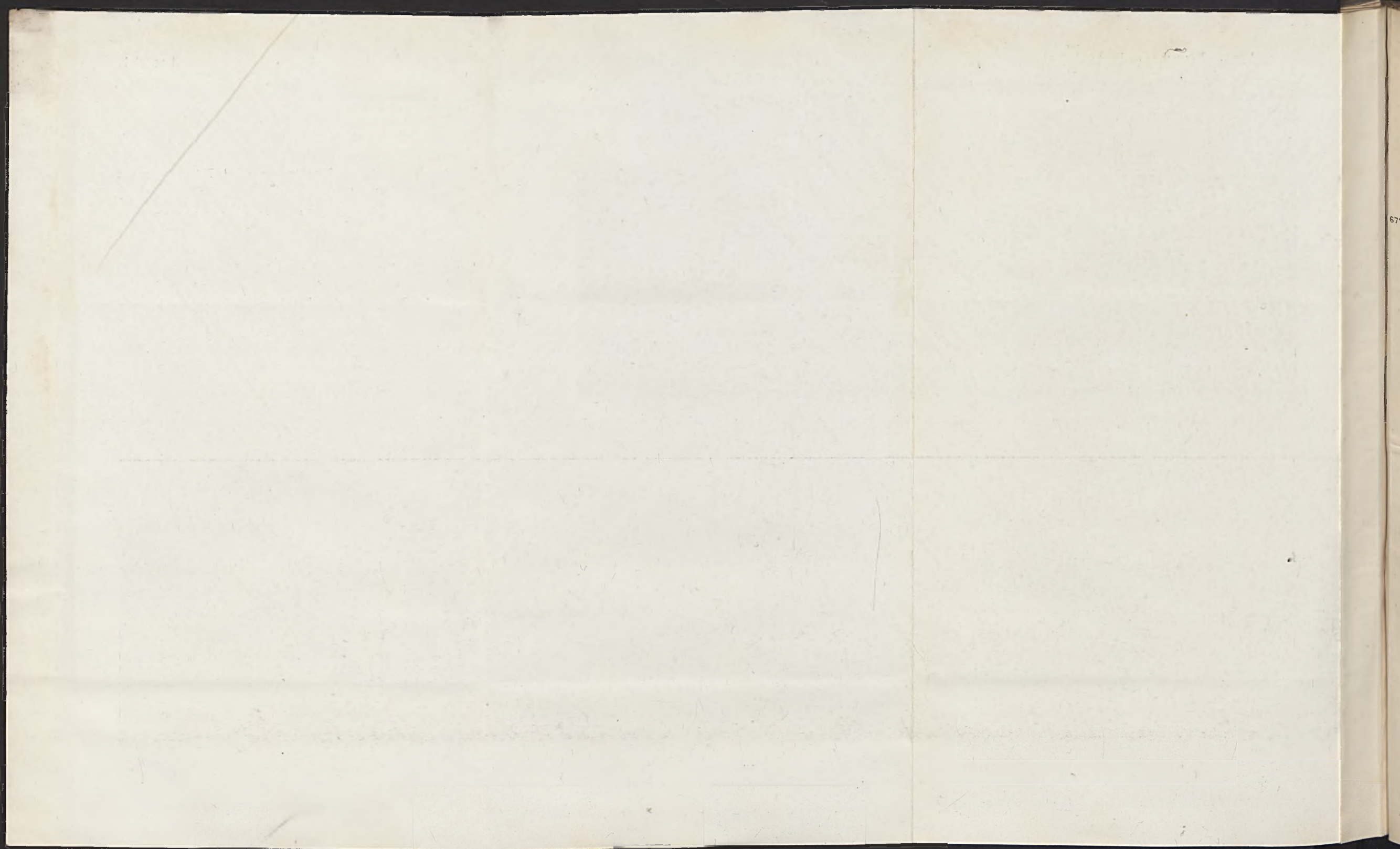
Fig. 2. Der Rapadalen und seine Umgebungen, vom Ostende des Läddepakte aus gesehen. Links der Stuurra Skärkas, rechts der Pelloreppet, in der Mitte der vom Rapaätno durchflossenen Deltasee Rapaure.

Verf. phot. 25. Juli 1909.



Fig. 2.

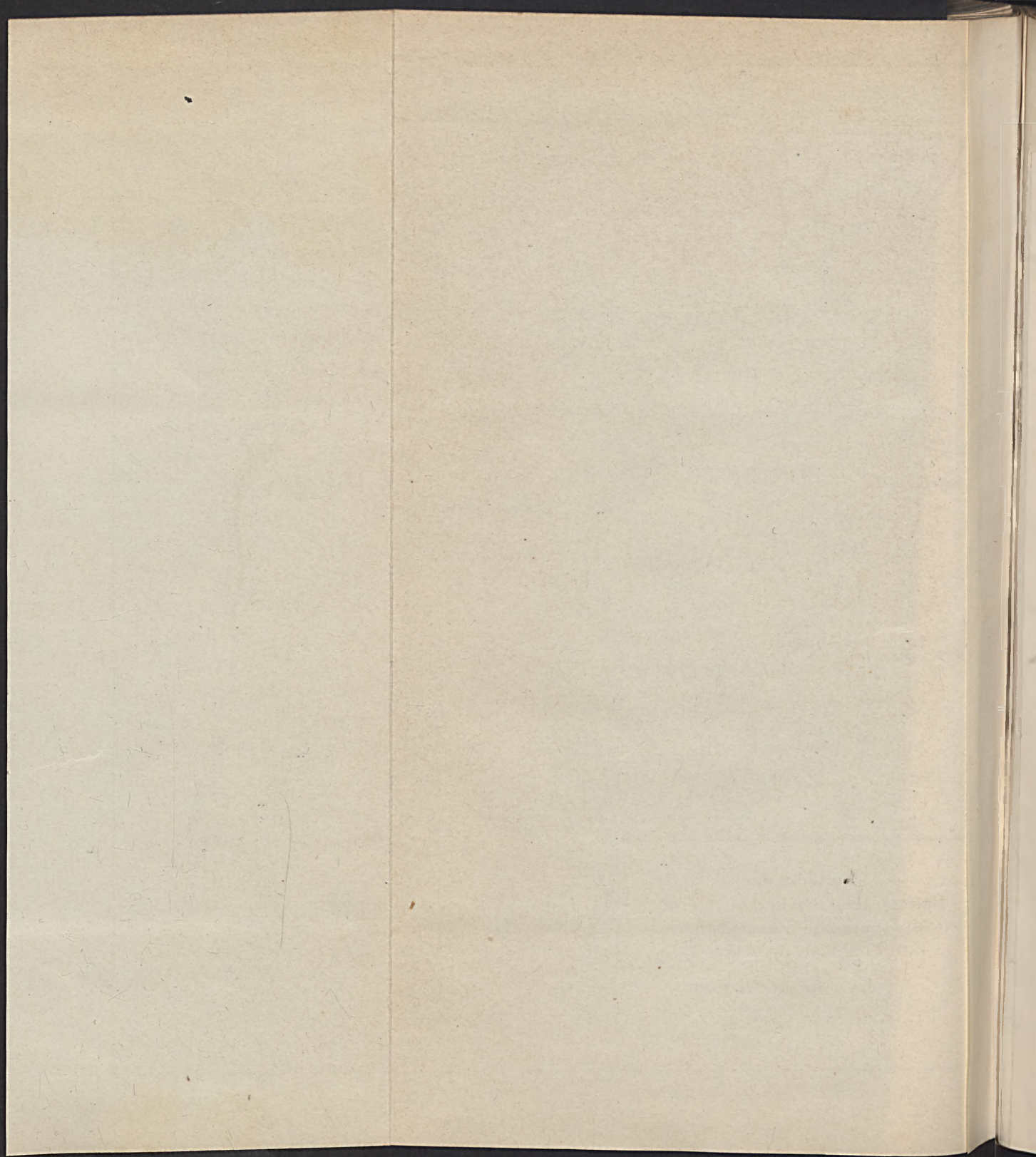




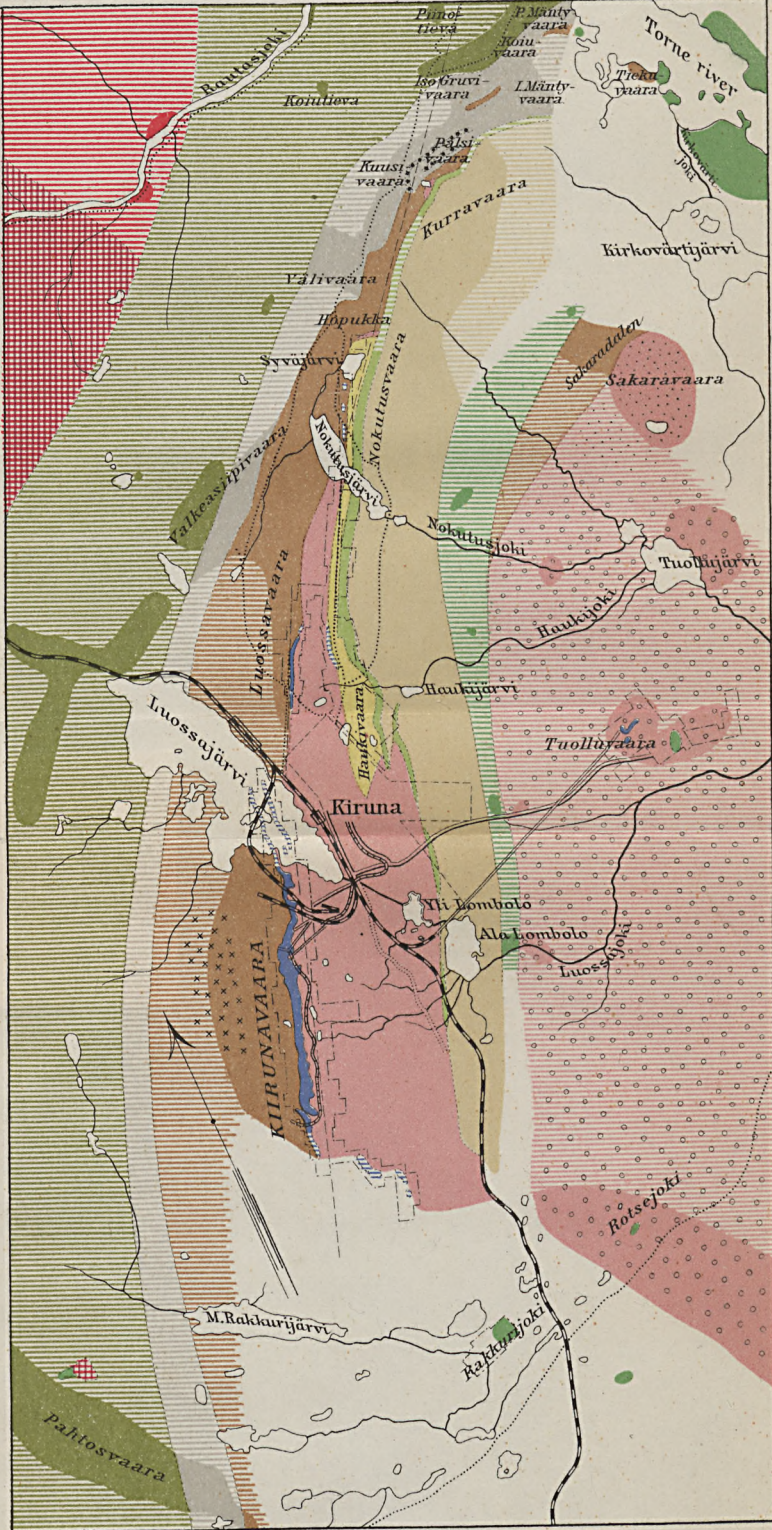






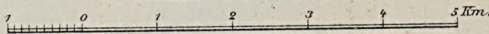






**GEOLOGICAL MAP OF THE KIIRUNAVAARA DISTRICT**

Scale 1:100 000



**LEGEND**

- |                       |   |   |                                    |
|-----------------------|---|---|------------------------------------|
| <b>Quartz-porphry</b> |   | <b>Hauki complex</b>                                  |                                    |
| Sakaravaara-type      | Tuolluvaara-type                          | Quartzites, sericite schists with beds of porphyries. | Graywacke, conglomerate, phyllite. |
| Kiirunavaara-type     | Amphibolites                              | Iron Ore  | Quartzitic sandstone               |
| Syenite-porphry       | Syenite                                   | Rock exposed  | Rock supposed                      |
| Granite               | Diabase and diabase with dikes of granite | <b>Kurravaara complex</b>                             |                                    |
|                       |   | Conglomerate with quartz porphyry tuffs               | Soda greenstone                    |

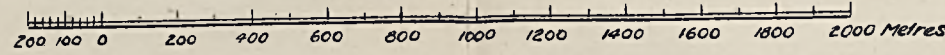






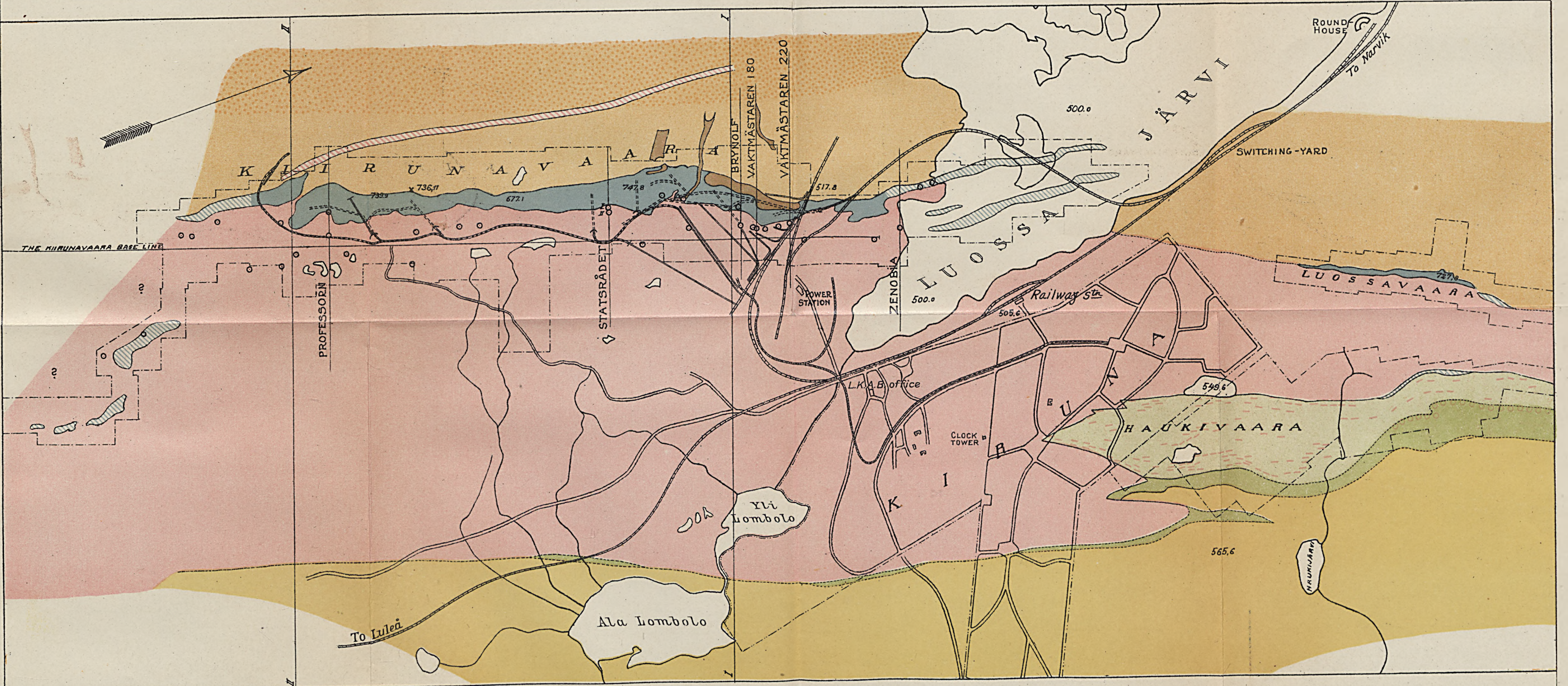
# GEOLOGICAL MAP of KIIRUNAVAARA and LUOSSAVAARA, Lapland, Sweden.

Scale 1:20000



- Legend.**
- Hauki-complex:**
- Quartzitic sandstone
  - Phyllite
  - Graywacke
  - Quartzites, sericite schists with interstratified syenite-porphyrates and quartz-porphyrates
  - Layers of hæmatite
- Quartz-porphry
  - Syenite-porphry
  - Syenite
  - Dike of syenite-porphry
  - Dike of quartz-porphry
  - Iron ore, chiefly magnetite
  - " covered, known by magnetic survey

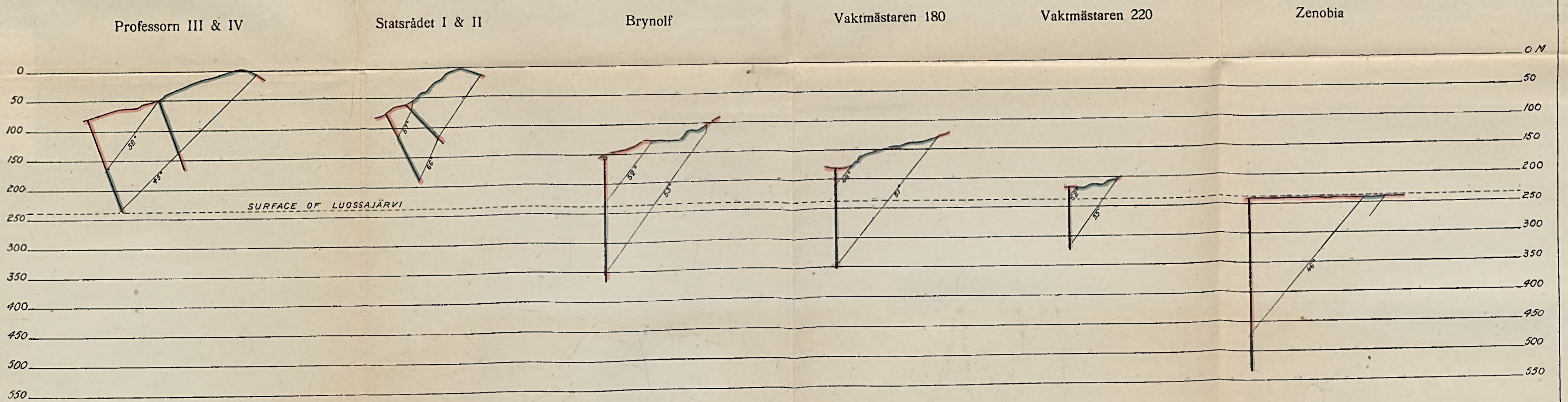
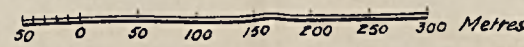
- Legend.**
- Diamond drill hole
  - Section line
  - Boundaries of claims
  - Railway
  - Electric railway
  - Incline
  - Transport-tunnel
- The numbers indicate height above sea-level.



## Sections through diamond drill holes at right angles to the ore body.

- Legend.**
- Iron ore.
  - Rock.

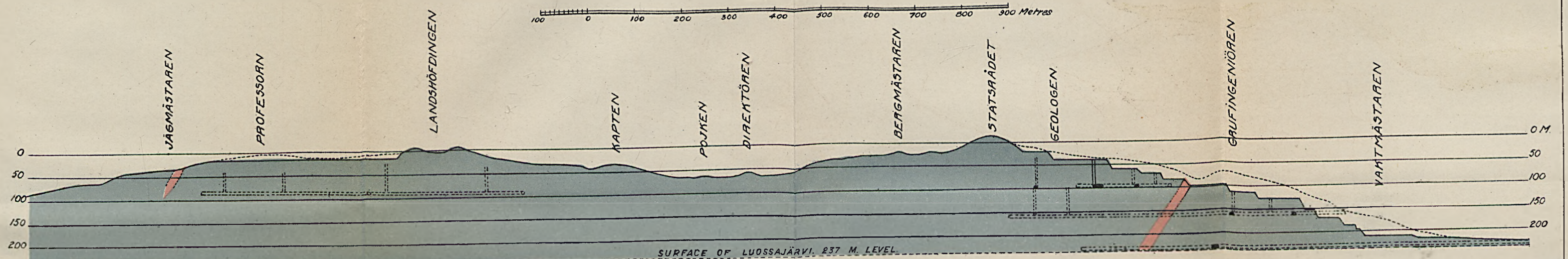
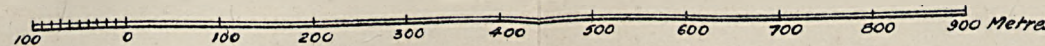
Scale 1:6400



## Longitudinal section through Kiirunavaara iron ore mountain.

Projection on a vertical plan.

Scale 1:8000





111

111

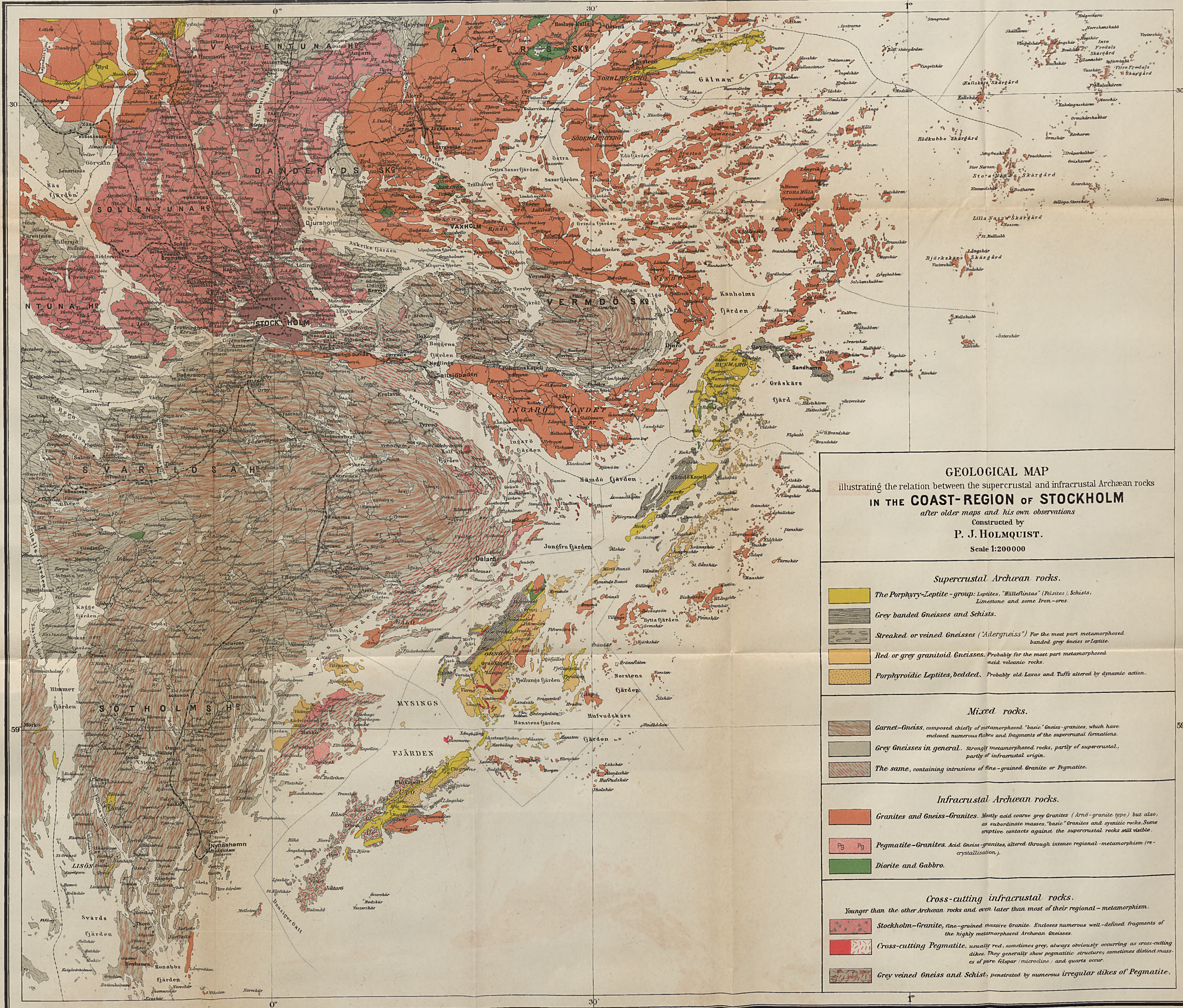












**GEOLOGICAL MAP**  
 illustrating the relation between the supercrustal and intracrustal Archean rocks  
**IN THE COAST-REGION OF STOCKHOLM**  
 after older maps and his own observations  
 Constructed by  
**P. J. HOLMQUIST.**  
 Scale 1:200000

- Supercrustal Archean rocks.**
- The Porphyry-Leptite-group: Leptites, "Mellefintna" (Polities), Schists, Limestone and some Iron-ores.
  - Grey banded Gneisses and Schists.
  - Streaked or veined Gneisses ("Ådergneiss") for the most part metamorphosed banded grey gneiss or leptite.
  - Red or grey granitoid Gneisses. Probably for the most part metamorphosed acid volcanic rocks.
  - Porphyroidic Leptites, bedded. Probably old Lavas and Tuffs altered by dynamic action.
- Mixed rocks.**
- Garnet-Gneiss, composed chiefly of metamorphosed "basic" Gneiss-granites, which have enclosed numerous flakes and fragments of the supercrustal formations.
  - Grey Gneisses in general. Strongly metamorphosed rocks, partly of supercrustal, partly of intracrustal origin.
  - The same, containing intrusions of fine-grained Granite or Pegmatite.
- Intracrustal Archean rocks.**
- Granites and Gneiss-Granites. Mostly acid coarse grey Granites (Arvid-granite type) but also, as subordinate masses, "basic" Granites and syenitic rocks. Some eruptive contacts against the supercrustal rocks still visible.
  - Pegmatite-Granites. Acid Gneiss-granites, altered through intense regional-metamorphism (re-crystallisation).
  - Diorite and Gabbro.
- Cross-cutting intracrustal rocks.**  
 Younger than the other Archean rocks and even later than most of their regional-metamorphism.
- Stockholm-Granite, fine-grained massive Granite. Encloses numerous well-defined fragments of the highly metamorphosed Archean Gneisses.
  - Cross-cutting Pegmatite, usually red, sometimes grey, always obviously occurring as cross-cutting dikes. They generally show pegmatitic structure, sometimes distinct masses of pure feldspar (microcline) and quartz occur.
  - Grey veined Gneiss and Schist, penetrated by numerous irregular dikes of Pegmatite.



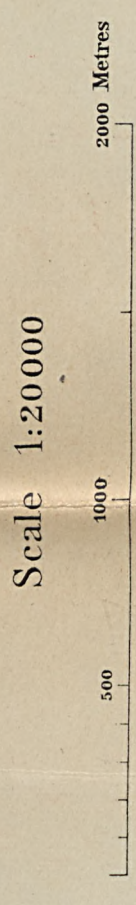




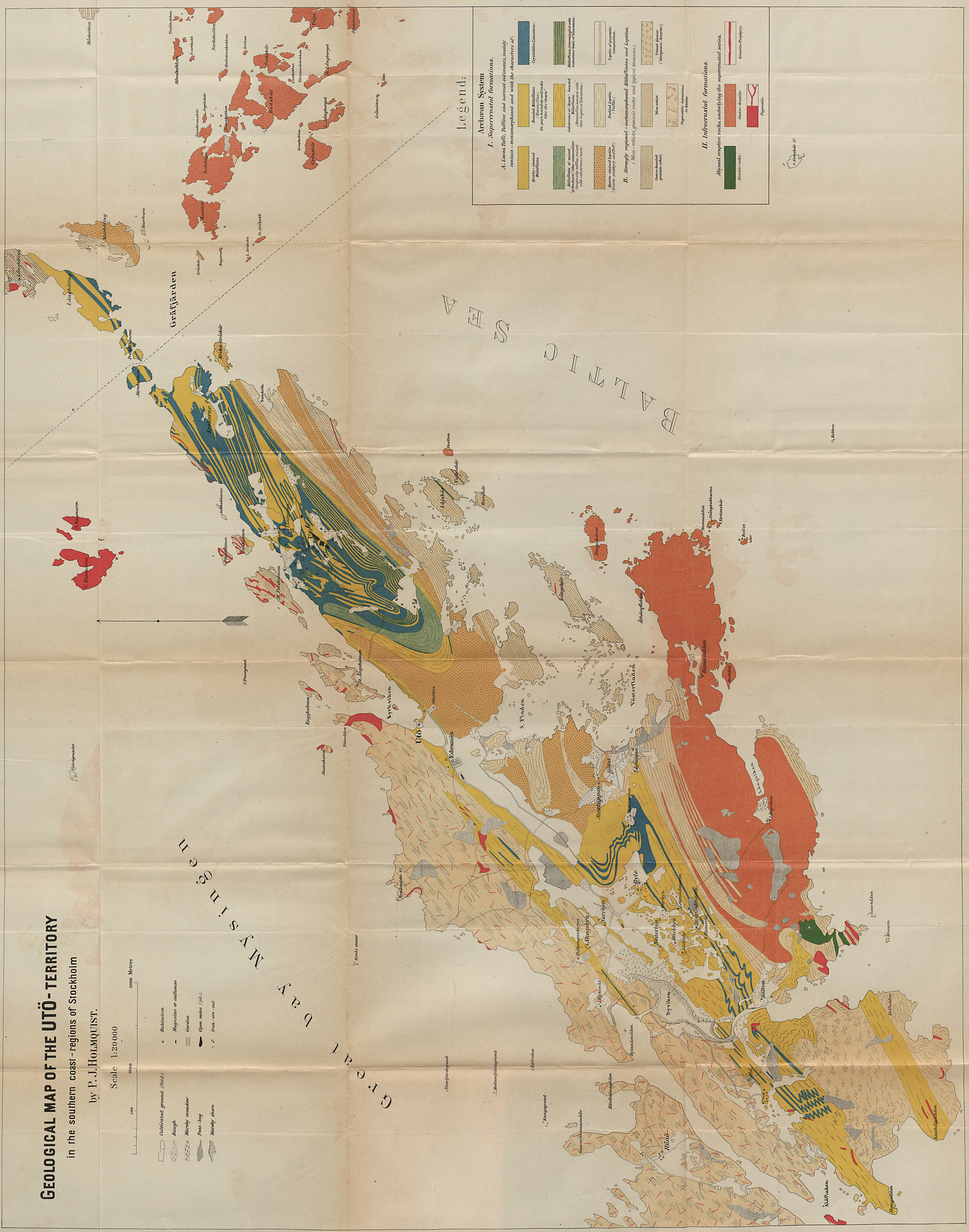
# GEOLOGICAL MAP OF THE UTÖ-TERRITORY

in the southern coast - regions of Stockholm

by P. J. HOLMQUIST.



- Cultivated ground (field)
- Hay
- Marshy meadow
- Peat bog
- Marshy shore
- Habitation
- Magazine or warehouse
- Forest
- Open water (lake)
- Iron-ore-catch



## Legend:

- ### Archaean System
- #### I. Supracrustal formations.
- A. Lavae, Tuffe and normal sediments, mainly contact-metamorphosed and with the characters of:
- Quartz-saturated Biflötina
  - Basalt Biflötina in part amphibole and rocks like the 'korn'
  - Gabbro-syenite, basalt Biflötina, and other rocks of the layer of Linné
  - Lower-saturated granite (Granite-porphyr) and other rocks of the layer of Linné
- B. Strongly regional - metamorphosed. *Biflötina* and *Lapite*. (Mainly schists, gneissic rocks and typical gneisses).
- Crystalline Limestone
  - Lenses of quartzite and other rocks of the layer of Linné
  - Basalt Lapite (Lapite)
  - Mica-schist
  - Pyroxenite (Pyroxenite)
  - Veined Gneiss (Mylonite) (Mylonite)
- #### II. Infra-crustal formations.
- Abyssal igneous rocks underlying the supracrustal series.
- Basaltic rocks
  - Granite-Diorite
  - Pyroxenite
  - Granite-Porphyr

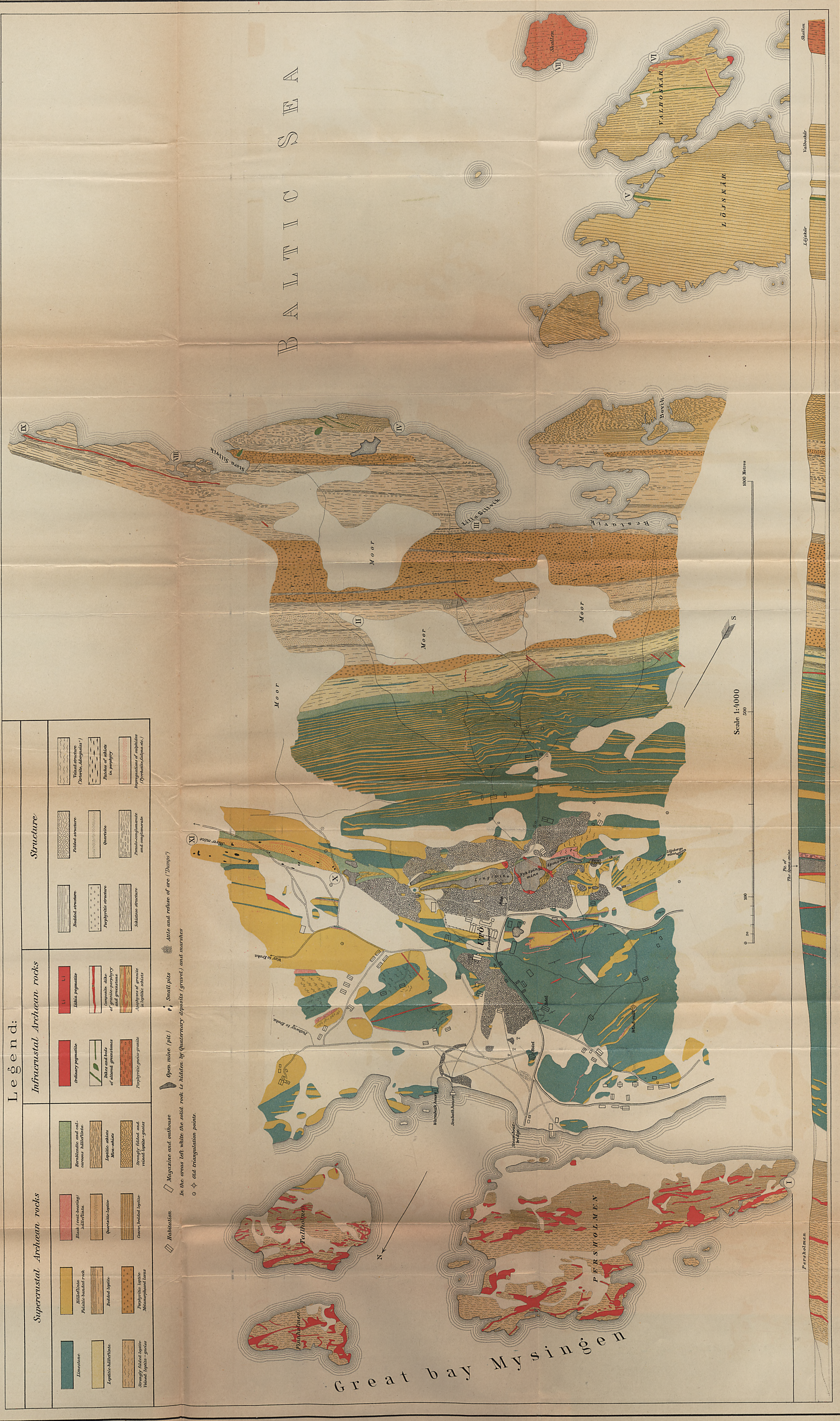




GEODYJKA I INŻYNIERIA  
WYBÓR DZIAŁU  
1000000000



Geological map of the iron-ore-bearing zone of the island UTÖ, S.E. from Stockholm, Sweden,  
by P.J. HOLMQUIST.



Legend:

Superrustal Archaean rocks		Intrarustal Archaean rocks		Structure	
Limestone	Bluish (iron-bearing) gneiss	Ordinary gneiss	Albite gneiss	Isolated structure	Isolated structure
Lepidite-härråttan	Quartzite gneiss	Blues and beds of altered gneiss	Gneiss of granite-porphyr and gneiss	Porphyritic structure	Quartzite
Strongly foliated Lepidite	Granite, isolated Lepidite	Porphyritic gneiss-gneiss	Amphibole of granite in Lepidite schists	Schistose structure	Porphyroblastic and conglomerate
Weakly foliated Lepidite	Granite, isolated Lepidite				

Habitation Magazine and outhouse  
 Open mine (pit) Small pits  
 In the areas left white the solid rock is hidden by Quaternary deposits (graves) and marshes  
 Old triangulation points

BALTIC SEA

Great bay Mysingen

Scale 1:4000

1000 Metres

Fig. of The Scale-metre



# Geologische Karte DER HOCHGEBIRGSBILDUNGEN AM TORNE TRÄSK

im nördlichsten Schweden (Lappland)

nach eigenen und anderer Beobachtungen

von  
**P. J. HOLMQUIST**

Massstab 1:200000

## Farbenerklärung:

	Primärstruierete		Metamorphische Gesteine	
	Krystallinische.	Klastische	Kataklastische.	Krystallinische.
<b>Stilur</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>Dolomit.</li> <li>Kohlige Phyllite.</li> <li>Tonschiefer.</li> <li>Sandstein.</li> <li>Konglomerat.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Dolomit.</li> <li>Kohlige Phyllite.</li> <li>Tonschiefer.</li> <li>Blauquarz.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Kalkstein.</li> <li>Kalkige Schiefer.</li> <li>Kohlige Phyllite, zum Teil mit Phyllit und bläulichem Quarzit, in Granatglimmerschiefer eingelagert.</li> </ul>
<b>Unbestimmten Alters</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Harte gebänderte Schiefer.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>(Harte gebänderte Schiefer?)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Harte gebänderte Schiefer.</li> <li>Dolomit.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Granatglimmerschiefer, gebändert und geschiefert.</li> <li>Amphibolite.</li> </ul>
<b>Grundgebirge (Archaische Gesteine)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Granit.</li> <li>Granit.</li> <li>Syenit.</li> <li>Grünsteine.</li> <li>Gneiss.</li> <li>Archaische Schiefergesteine.</li> <li>Archaische Grünschiefer.</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>Kataklastische Gesteine (Gneiss, Syenite, Granite, Pegmatite, Diorite und z.T. archaische Schiefergesteine)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>(Dolomit)</li> <li>Glimmerschiefer.</li> <li>Gneissglimmerschiefer.</li> </ul>

Sig. Källgrupppe

Gesteine von dem gewöhnlichen Typus der sig. Sevegrupppe



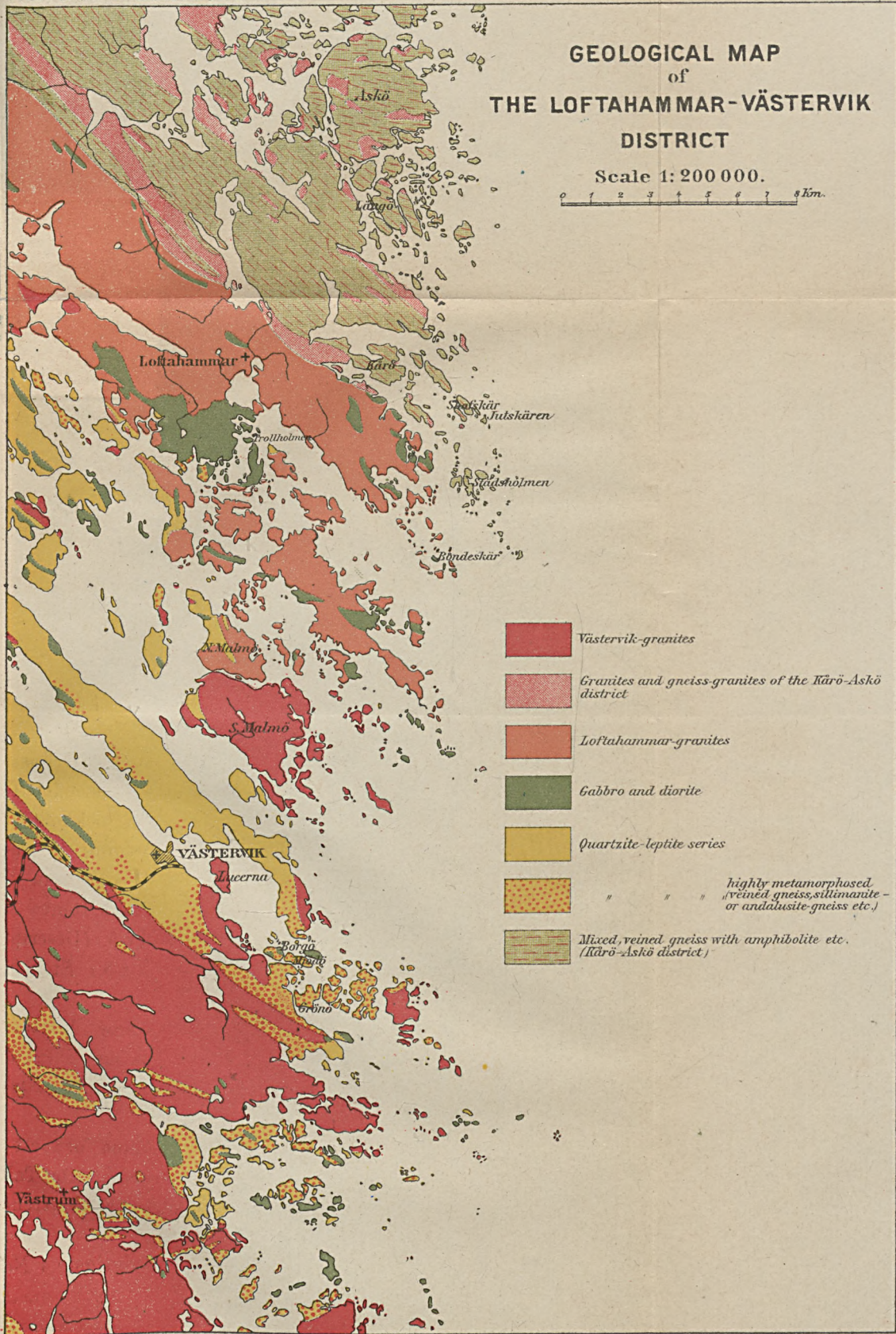
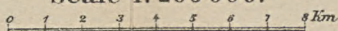


Small white rectangular label or piece of tape in the top right corner.



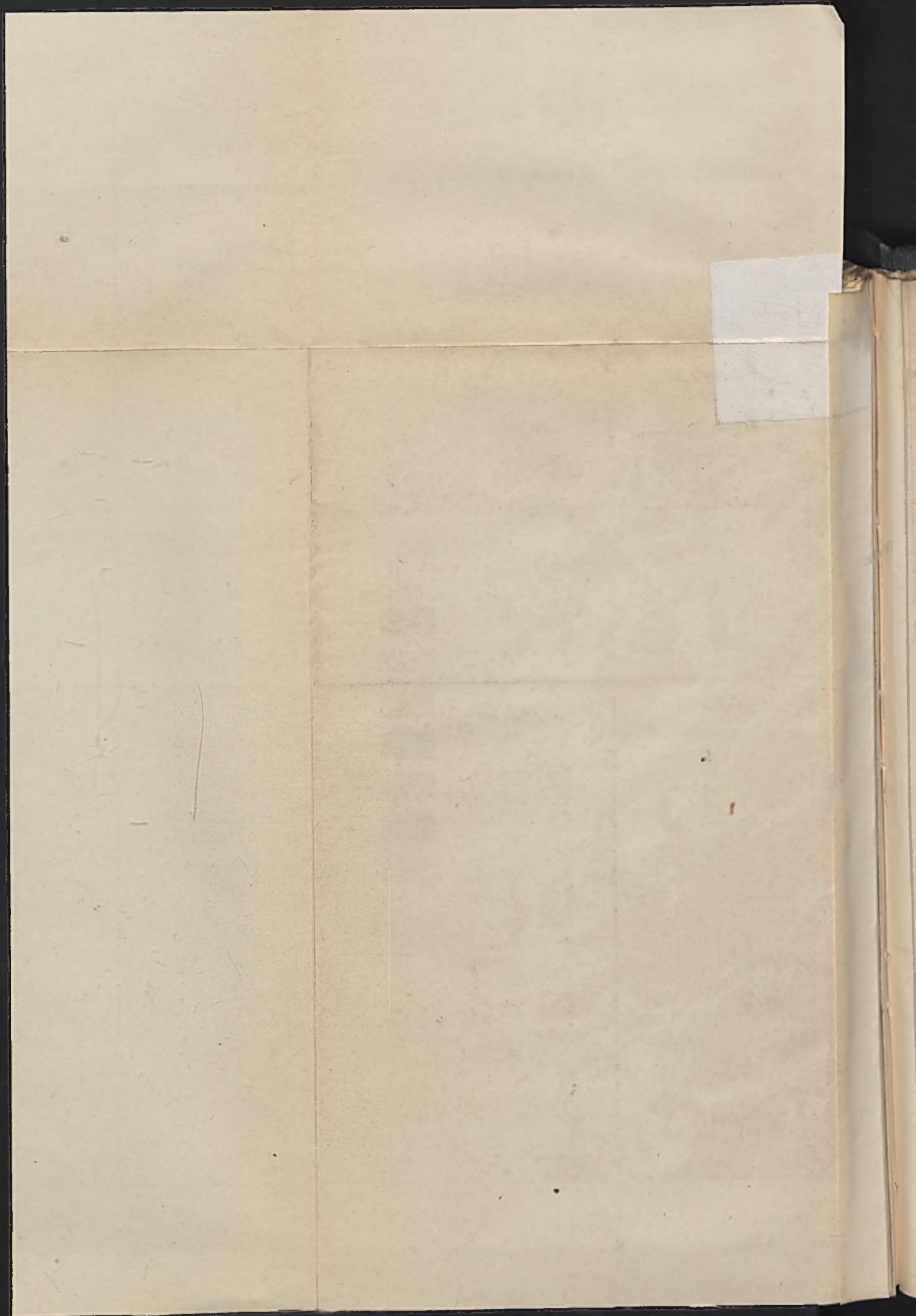
# GEOLOGICAL MAP of THE LOFTAHAMMAR-VÄSTERVIK DISTRICT

Scale 1: 200 000.

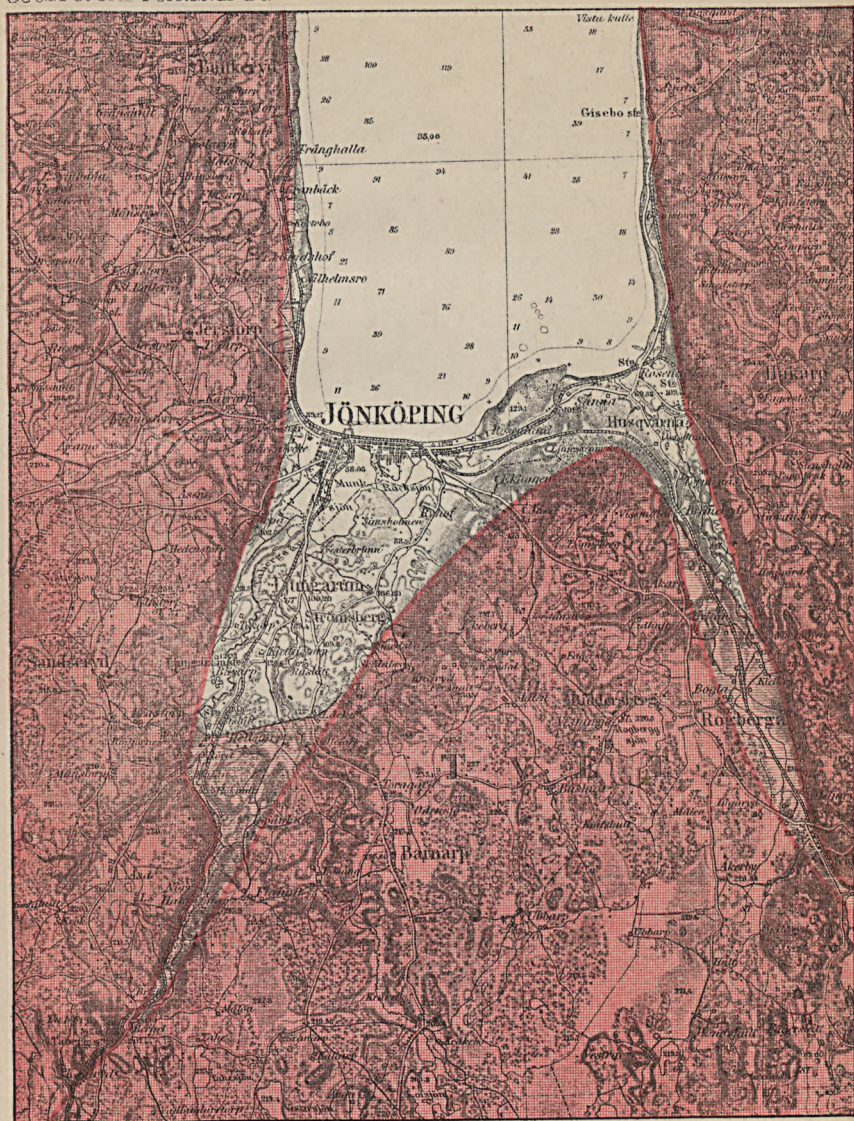


- Västervik-granites
- Granites and gneiss-granites of the Kärö-Askö district
- Loftahammar-granites
- Gabbro and diorite
- Quartzite-leptite series
- " " " highly metamorphosed (veined gneiss, sillimanite- or andalusite-gneiss etc.)
- Mixed, veined, gneiss with amphibolite etc. (Kärö-Askö district)










SKETCH-MAP OF THE JÖNKÖPING-TABERG DISTRICT.

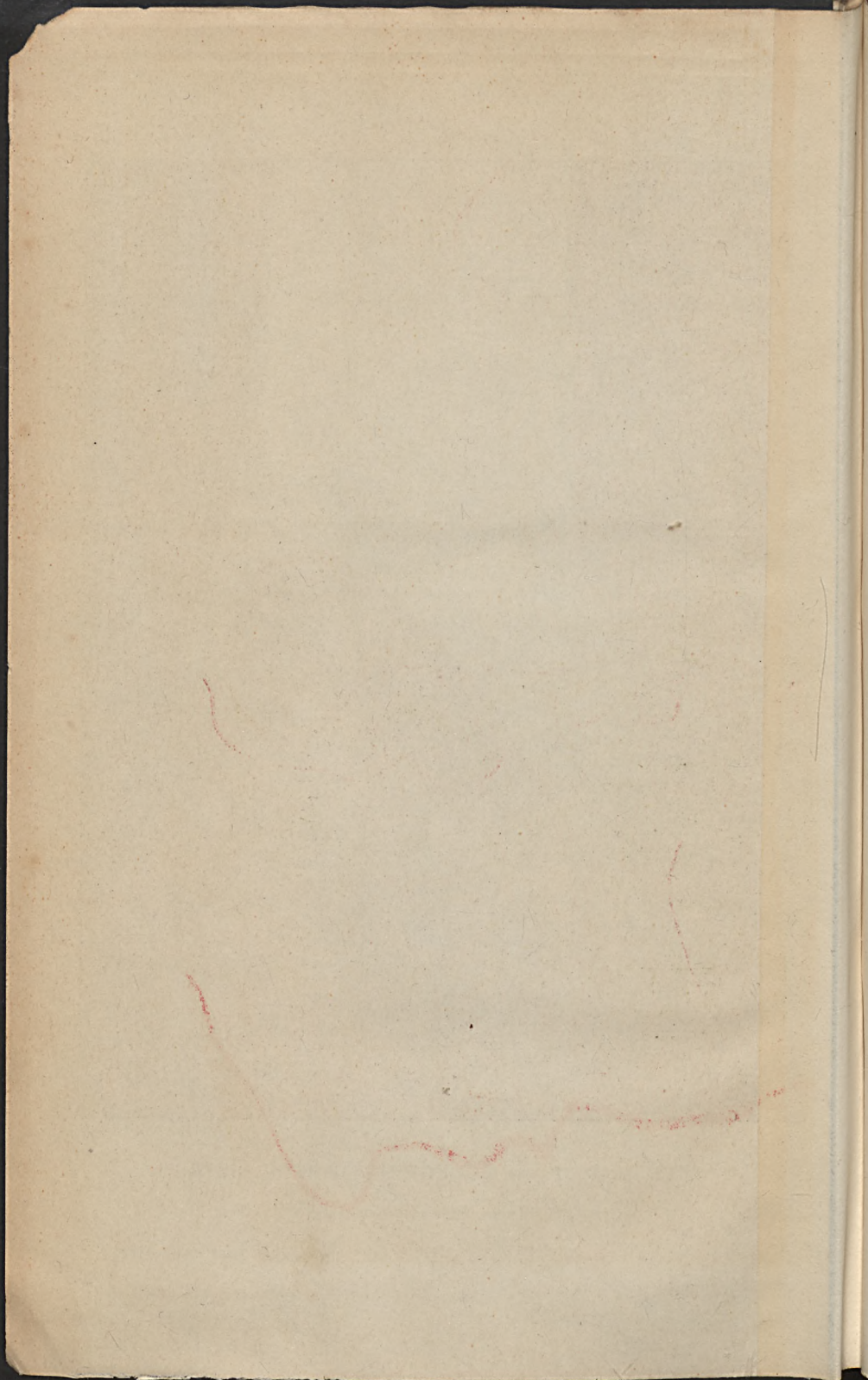
1 0,5 0 1 2 3 4 5 Km.

 Fault-lines

 Archaean elevated areas sunk

Unsignified: The Visingsö series



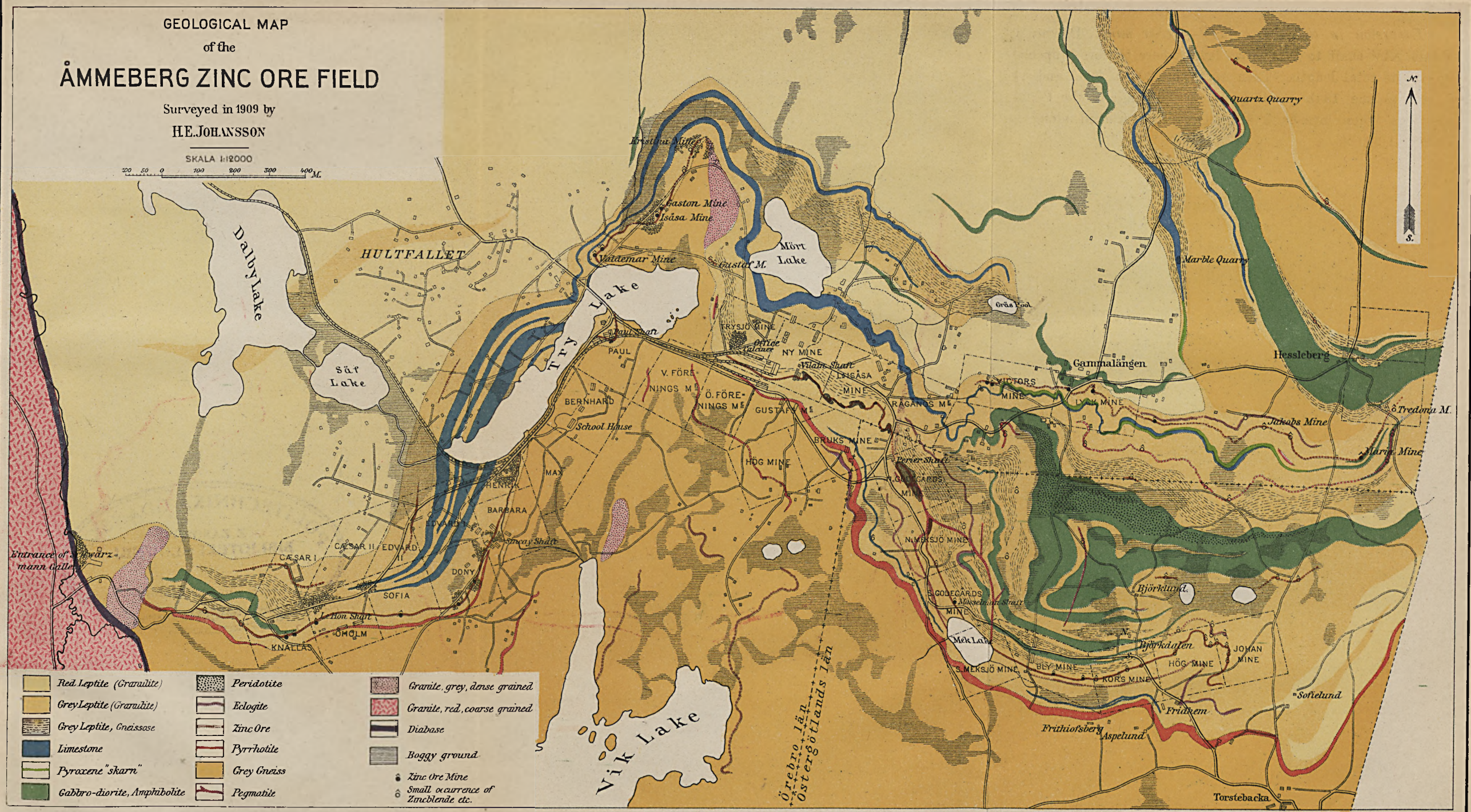
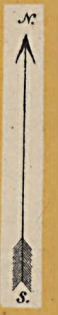




GEOLOGICAL MAP  
of the  
**ÅMMEBERG ZINC ORE FIELD**

Surveyed in 1909 by  
**H.E. JOHANSSON**

SKALA 1:12000  
0 100 200 300 400 M.

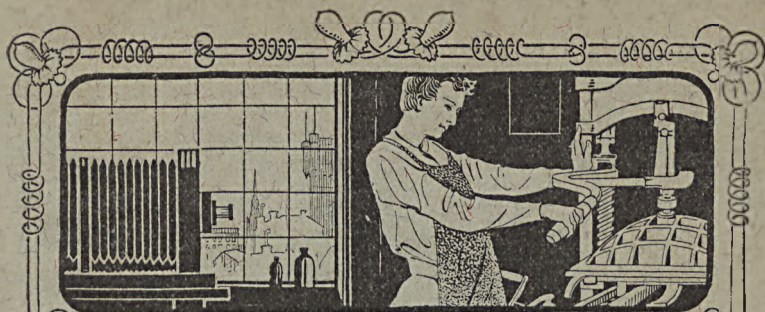


Red Leptite (Granulite)	Peridotite	Granite, grey, dense grained
Grey Leptite (Granulite)	Eclogite	Granite, red, coarse grained
Grey Leptite, Gneissose	Zinc Ore	Diabase
Limestone	Pyrrhotite	Boggy ground
Pyroxene "skarn"	Grey Gneiss	Zinc Ore Mine
Gabbro-diorite, Amphibolite	Pegmatite	Small occurrence of Zincblende, etc.









**JUSTUS · CEDERQUIST ·**

**KEMIGRAFISKA ANSTALT**

**32 Mästersamuelsgatan 32**  
· STOCKHOLM ·

· UTFÖR KLICHÉER i ZINK & KOPPAR ·

## Norsk geologisk Forenings tidsskrift

utkommer i frie hefter, i regelen  
ét om aaret, i kommission hos

*T. O. BRÖGGER, Kristiania,*

hvor abonnement kan tegnes.

Pris pr bind, mindst 240 s., **8 kr.** Første  
bind, indeholdende 12 avhanlinger med  
plancher og karter, föreligger færdig.

## Norsk geologisk Forenings tidsskrift



## Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar,

af hvilka årligen 7 nummer utkomma, mottages prenumerat genom Aktiebol. Nordiska bokhandeln i Stockholm. Pris årgång 10 kronor.

Genom samma bokhandel kan äfven erhållas

Band	1 af Geol. Föreningens Förhandlingar	.....	à	6
»	2—5 »	»	»	..... à 10
»	6—7 »	»	»	..... à 15
»	8 »	»	»	..... à 7,5
»	9—30 »	»	»	..... à 10
»	31 »	»	»	..... à 15
Generalregister till band	1—5	.....	à	1,5
»	»	» 6—10	.....	à 2
»	»	» 11—21	.....	à 3

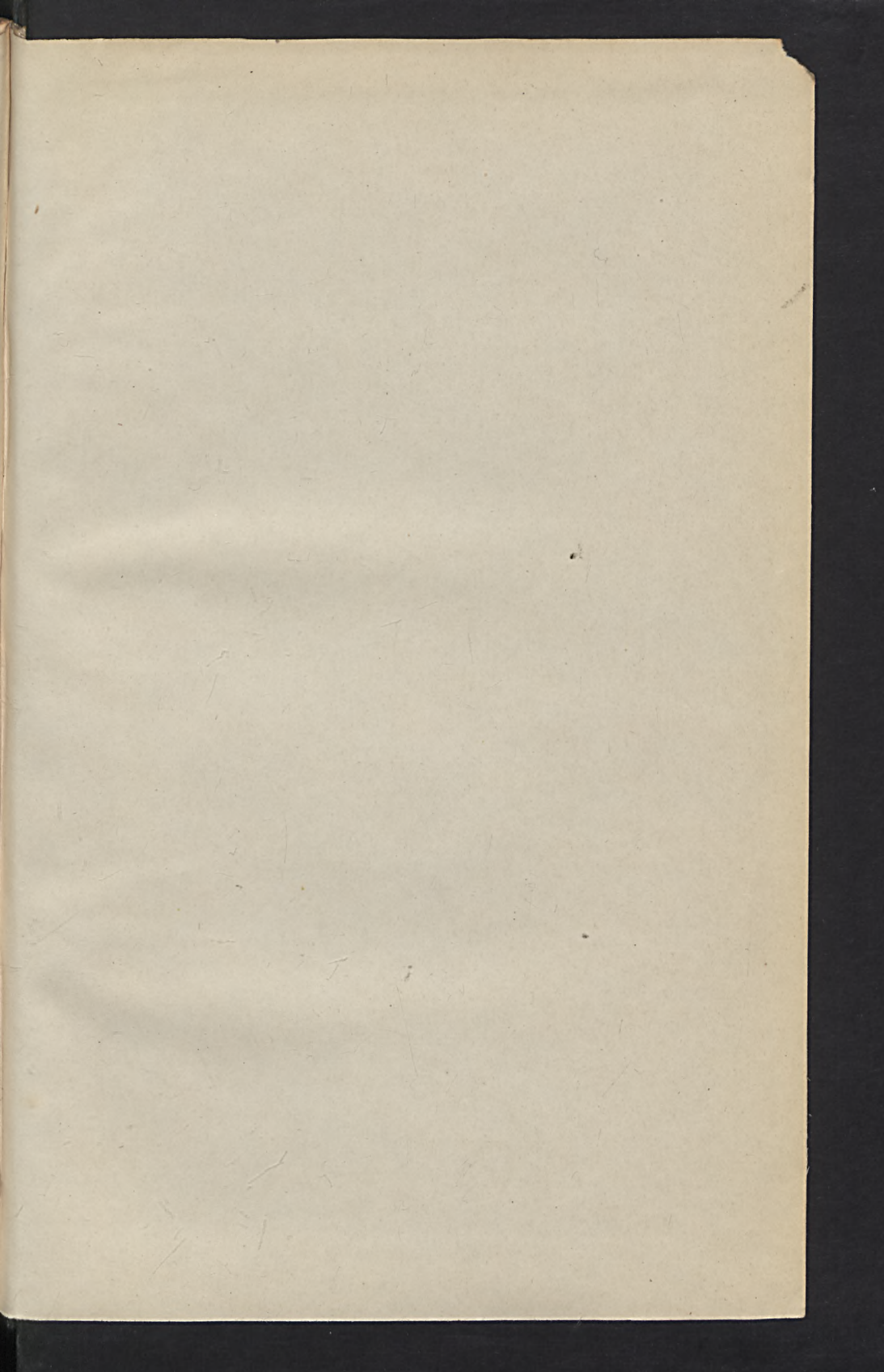
Lösa häften af alla banden till pris beroende på häftenas om-

I Föreningen *nyinträdande Ledamöter* erhålla genom Skattmästaren de äldre banden af Förhandlingarna och Generalregistret till två tredjedelar af det ofvan upptagna bokhandelspriset samt lösa häften till likaledes nedsatt pris. Kännetecken för minst 10 band, erhållas de för halfva bokhandelspriset.

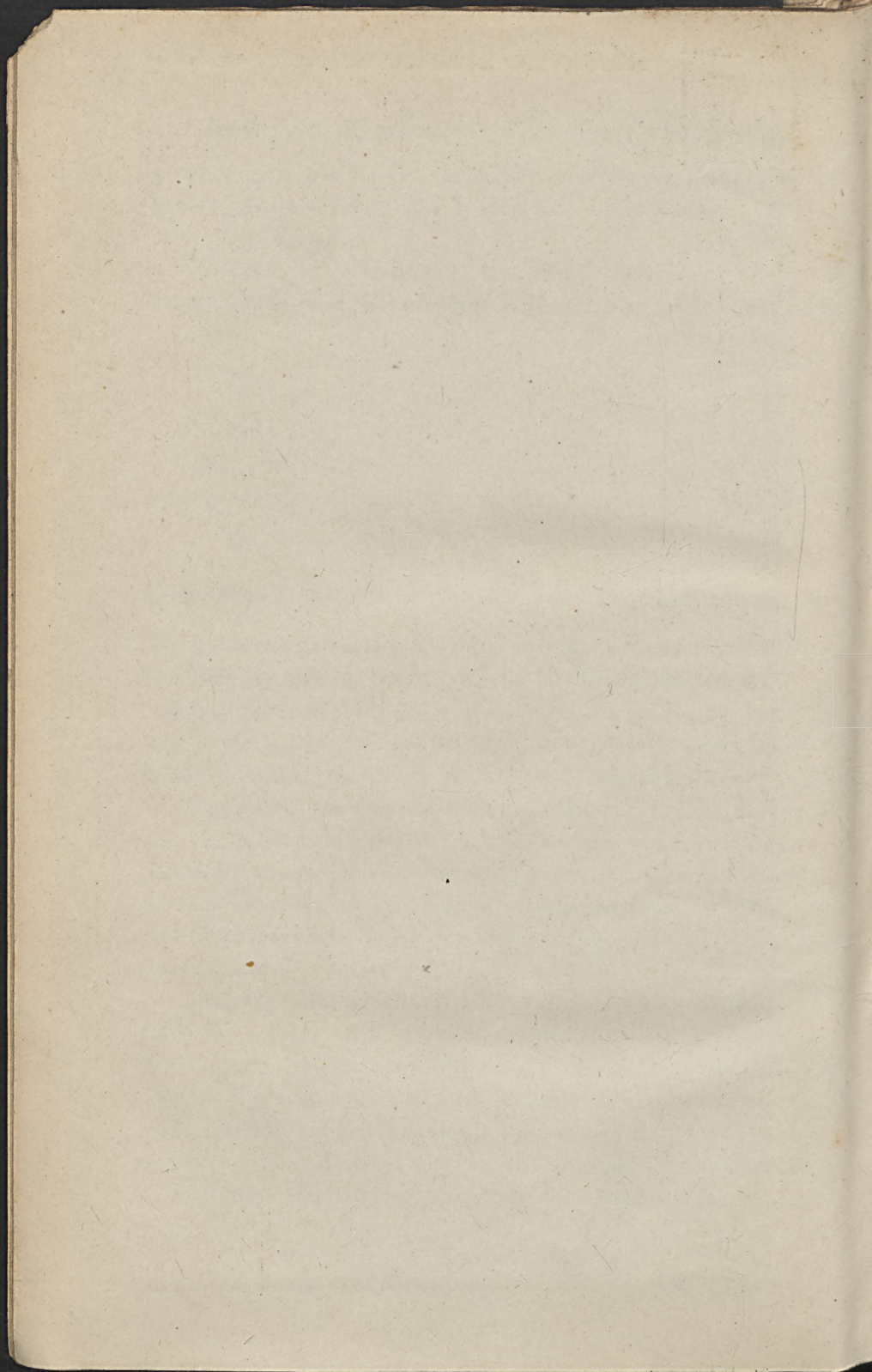
**Uppsatser**, ämnade att införas i Förhandlingarna, insändas till Föreningens Sekreterare, Dr H. MUNTZE, Geologiska Byråden i Stockholm. *Åtföljande taflor och figurer böra vara fullt färdiga till reproduktion, då de jämte uppsatsen insändas.* — Anmärkning om **föredrag** torde i och för annonsering göras i god tid till Sekreteraren.

**Ledamöternas årsavgifter**, hvilka — enligt § 7 af Föreningens stadgar — skola vara inbetalda *senast den 1 april*, insändas till Föreningens Skattmästare, Professor G. HOLM, Vetenskapsakademien, Stockholm, till hvilken Föreningens Ledamöter i god tid torde insända uppgift om sina **adresser** och **titlar**, när så ändras. — Årsavgifter, som ej äro inbetalda till den 1 april, är Skattmästaren skyldig att ofördröjligen **inkräfva**.

40K  
402  
80  
H







16 FEB 1911





BIBLIOTEKA  
KATEDRY NAUK O ZIEMI  
Politechniki Gdańskiej

Geol  
18  
Herb