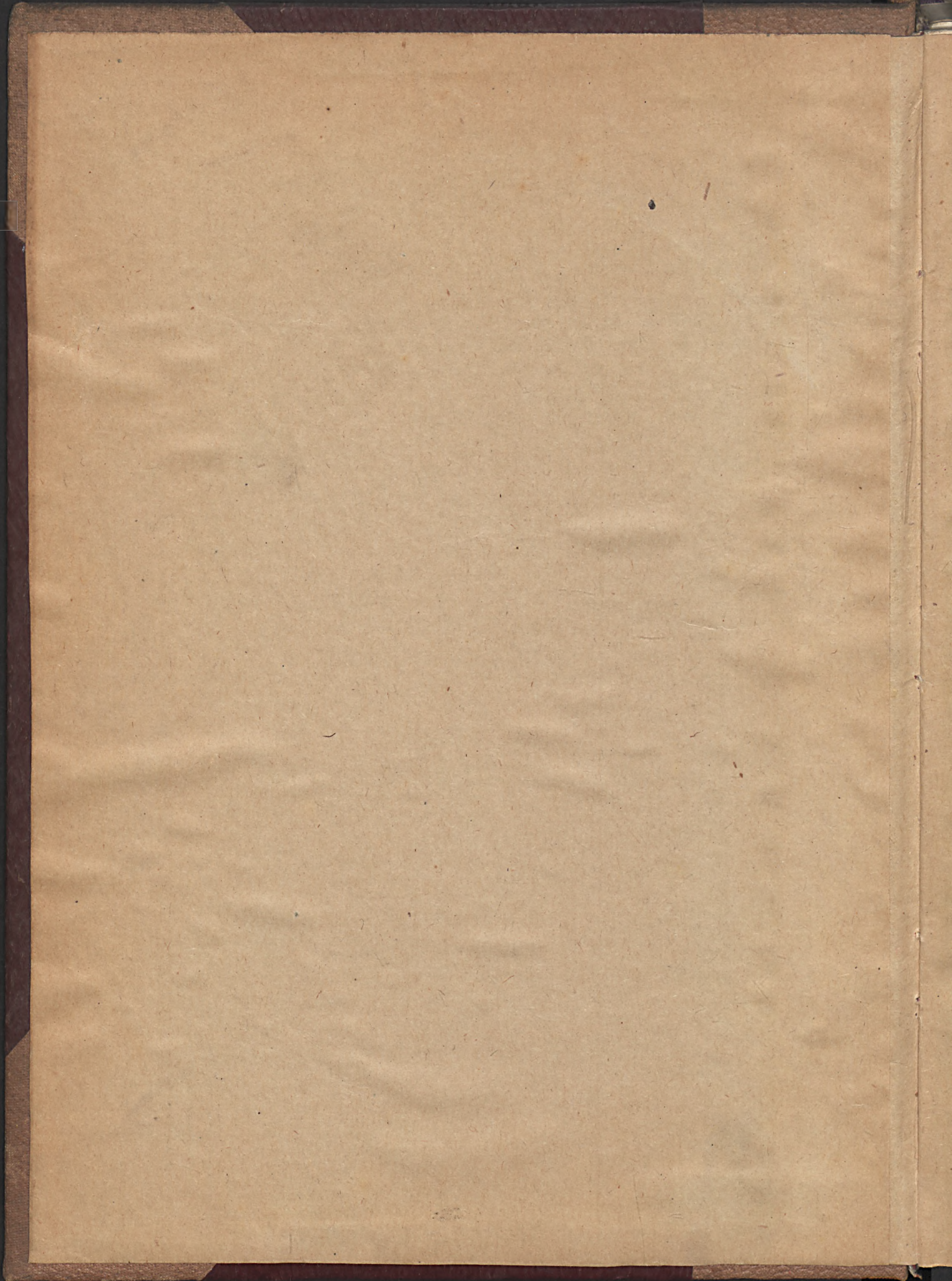
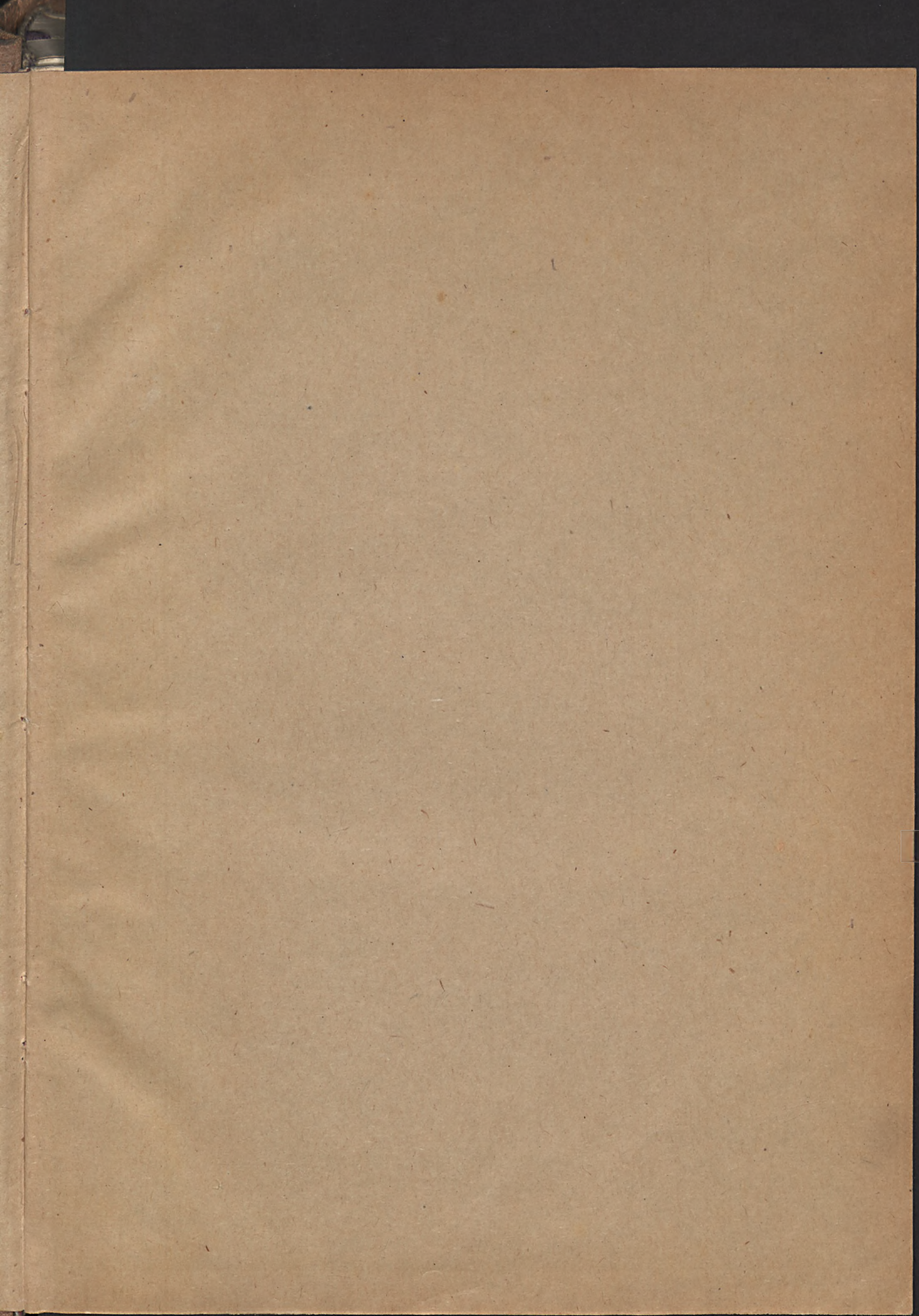


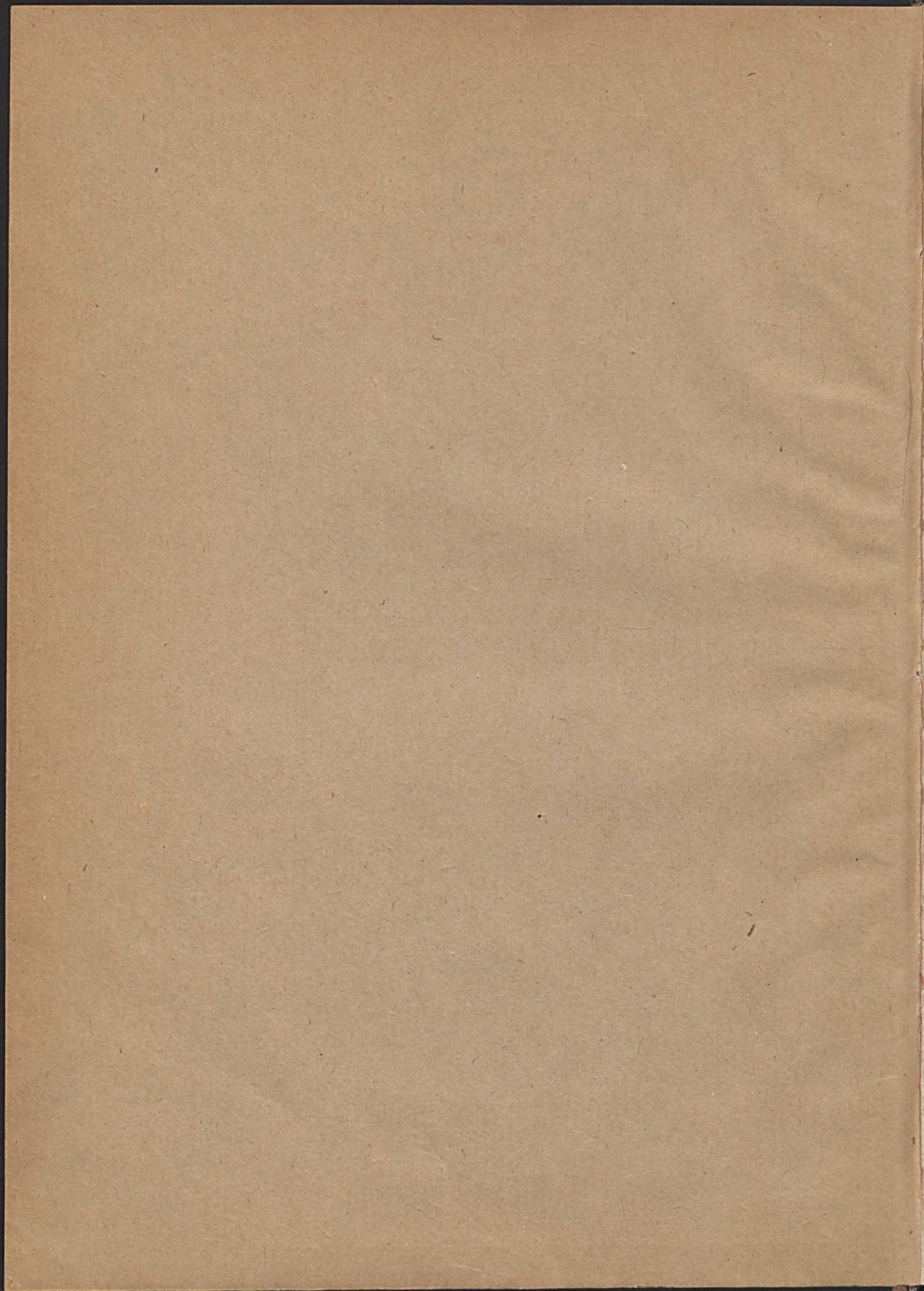
Jahres.

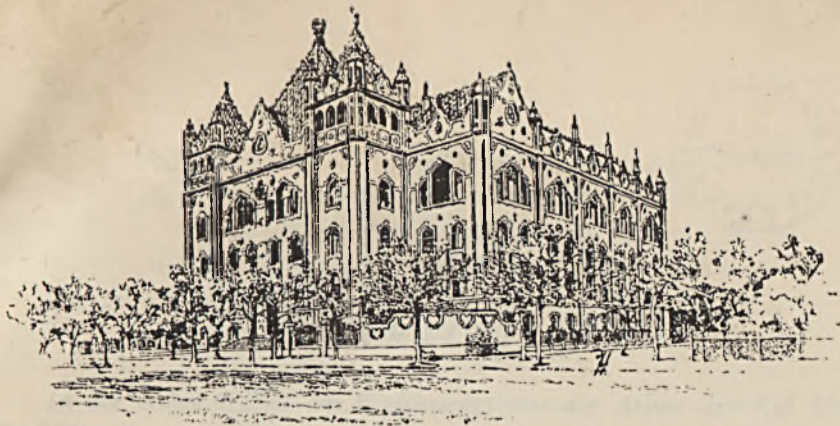
N. U. G. A.

1917-24









JAHRESBERICHT
DER KÖNIGLICH UNGARISCHEN
GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1917—1924.

MIT 16 ABBILDUNGEN IM TEXT.



Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI

Dział B Nr. 166

Dnia 20. II. 1947



ZUM THEIL VERKÜRZTE ÜBERTRAGUNGEN AUS DEM UNGARISCHEN TEXT.

HERAUSGEGEBEN VON DER DEM KÖNIGLICH UNGARISCHEN ACKERBAUMINISTERIUM UNTERSTEHENDEN

KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT.

BUDAPEST

STÁDIUM DRUCKEREI UND VERLAGSANSTALT AKTIENGESELLSCHAFT.

1934.



1934.393



VORWORT.

In der ersten Hälfte des Weltkrieges war die Arbeit der Kgl. Ung. Geol. Anstalt unter der Direktion meines Vaters noch in vollem Schwung. Der durch den Kriegsdienst einiger Mitglieder verursachte Verlust an Arbeitskräften wurde durch die Einsetzung einer grösseren Anzahl von auswärtigen Mitarbeitern ausgeglichen, so dass nicht nur die laufenden Arbeiten bewältigt, sondern auch die besetzten Gebiete Serbiens geologisch untersucht werden konnten. Das Resultat dieser regen Tätigkeit war der 725 Seiten starke Doppelband des Jahresberichtes für 1916.

In der zweiten Hälfte des Krieges und besonders in der ersten unheilvollen Zeit nach dem Zusammenbruch machten sich bereits grosse finanzielle Schwierigkeiten geltend, so dass die Arbeitsmöglichkeit der Anstalt sehr eingeschränkt, die Veröffentlichung der Resultate aber direkt unmöglich wurde. Erst nach Jahren besserten sich die Verhältnisse soweit, dass die rückständigen Publikationen einigermaßen nachgeholt werden konnten. Der oben erwähnte Jahresbericht für 1916 erschien in 1920, diesem folgten ungarische Berichte (Évi Jelentés) und zwar in 1923 für 1917—1919, in 1925 für 1920—1923 in je einem Band und schliesslich in 1928 ein Heft für 1924.

In den Jahren 1925—1928, unter der Direktion Baron Fr. Nopcsa's war die Lage bereits günstiger, die Anstalt konnte zahlreiche Arbeiten publizieren. Nopcsa war jedoch der Ansicht, dass die in den Aufnahmeberichten niedergelegten Detailergebnisse das Ausland weniger interessieren. Er wollte nur komplette Monographien grösserer Gebiete publizieren. Dem entsprechend wurde die Serie der Jahresberichte nicht fortgesetzt.

Mein Vorgänger H. von Böckh hatte die Absicht, die Serie unter dem neuen Titel „Relationes Annuae“ zu ergänzen und weiter zu führen, sein vorzeitiger Tod hinderte ihn jedoch an der Ausführung dieses Planes.

Ich selbst bin gleichfalls der Ansicht, dass die Resultate der vieljährigen Detailarbeiten unserer Anstalt dem Auslande zugänglich gemacht werden müssen und dass folglich die Serie unserer Jahresberichte fortzusetzen sei. Um die Kontinuität aufrecht zu erhalten und Komplikationen in den Bibliotheken zu vermeiden, habe ich mich für den alten Titel „Jahresbericht“ entschlossen.

Die zur Ergänzung der Serie erscheinenden Bände enthalten die nach Möglichkeit zusammengezogenen und stellenweise verkürzten Übersetzungen der ungarischen Aufnahmeberichte. Hierbei ist zu beachten, dass diese Berichte vor mehr als anderthalb Jahrzehnten verfasst wurden, die Autoren z. T. verstorben sind und auch die Überlebenden nicht alle in der Lage waren, ihre damalige Auffassung zu revidieren. Der Hauptgrund hierfür liegt darin, dass uns der weitaus grösste Teil unserer damaligen Aufnahmegebiete unzugänglich ist.

In der Hoffnung, dass es mir zukünftig möglich sein wird, die wissenschaftlichen und praktischen Ergebnisse unserer Feldaufnahmen wieder von Jahr zu Jahr in den Jahresberichten zu veröffentlichen, stelle ich hiermit der Geologenwelt nach 18-jähriger Pause zunächst den Band für 1917—1924 zur Verfügung.

Budapest, den 20. Februar 1934.

Dr. LUDWIG von LÓCZY.

DIREKTIONSBERICHT

ÜBER DIE JAHRE 1917—1919.

Von Dr. Tamás v. Szontagh.

Die Jahresberichte der Anstalt konnten seit 1917 wegen der schwierigen Umstände nicht herausgegeben werden. Das Fragment des 3 Jahre zusammenfassenden Berichtes unseres verstorbenen Direktors Dr. Ludwig v. Lóczy senior, sowie die Berichte unserer Mitglieder und Mitarbeiter können infolge der mit unserer knappen materiellen Lage zusammenhängenden Schwierigkeiten der Bestreitung des Druckes auch jetzt nur in möglichst kurzer Fassung der Öffentlichkeit übergeben werden.

Die Kgl. Ung. Geologische Anstalt war in diesen 3 Jahren in ihrer Arbeitskraft erheblich vermindert und im ständigen Kampf mit den äusserlichen Existenzverhältnissen bestrebt, ihren Pflichten getreu zu entsprechen.

Die wichtigsten Angaben bezüglich des Personals sind die folgenden: Chefgeolog und Chefkemiker Dr. Koloman Emszt, als k. u. k. Militärapotheker, die Sektionsgeologen Dr. Aurél Liffa, Paul Rozlozsnik und der Geolog Imre v. Maros als k. u. k. Artillerieoberleutnante, der Geolog und Chemiker Dr. Zsigmond v. Szinyei Merse als kgl. ung. Honvédhusarenoberleutnant stehen noch immer im Kriegsdienst u. zw. z. T. in ihrem eigentlichen Beruf entsprechender Einteilung.

Dem Sektionsgeologen Dr. Gábor v. László und dem Geologen Dr. Aladár Vendl, die freiwillig in das kämpfende Heer traten, wurde das bittere Los der russischen Gefangenschaft zuteil.

Unser Zeichner, Károly Reithofer fiel am Schlachtfeld bei Rawaruska, unser Bibliothekar, Pál Telkes erlag am 16. X. 1917 im Spital von Laibach seiner an der italienischen Front geholten schweren Krankheit. Er war in provisorischer Eigenschaft vom 10. XI. 1913, als definitiver Bibliothekar vom 1. VII. 1915. in unserer Anstalt tätig.

Nach langem Kränkeln verschied im verhältnismässig nur kurze Zeit genossenen Ruhestand am 14. VI. 1917 Chefgeolog Dr. Tivadar Posewitz, ein altes, hervorragendes Mitglied unserer Anstalt. Seine

Verdienste wurden im Jahre seiner Pensionierung (1916) im Direktionsbericht gewürdigt.

János Gecse, der biedere und treue Portier unserer Anstalt nahm als Husarenwachtmeister an den grossen Schlachten der nördlichen Front Teil und starb nach einer infolge Erfrierens nötig gewordenen Amputation am 9. V. 1917.

Oberbergat und Chefgeolog Gyula Halaváts wurde Ende September 1918 auf eigenes Ansuchen in den Ruhestand versetzt. Er war seit dem 1. XI. 1874, also nahezu 44 Jahre hindurch eines der fleissigsten und hervorragendsten Mitglieder unserer Anstalt, der sein Fach mit Hingabe kultivierte. Er war es, der sich als Erster mit den artesischen Bohrungen Ungarns auf wissenschaftlicher Grundlage und systematisch befasste. Er arbeitete auch in unserem Museum sehr viel und beteiligte sich auch an der Administration unserer Bibliothek. Er trennte sich auch im Ruhestand nicht endgültig von unserer Anstalt, indem es gelang, ihn zur Leitung unserer Bibliothek zu gewinnen. Wir hoffen, dass er uns in bester Gesundheit noch viele Jahre hindurch behilflich sein wird.

Als weitere wichtigere Momente unserer Personalangelegenheiten ist noch zu erwähnen, dass:

unserem Direktor v. Lóczy sen., als Anerkennung seines grossen, klassischen Werkes: „A Balaton környékének geológiai képződményei“ (Die geol. Bildungen der Umgebung des Balaton-Sees) die grosse Prämie und die Gedenkmedaille der Ungarischen Akademie der Wissenschaften für das Jahr 1917 zuerkannt und ausgefolgt wurde. Das Kgl. Josefs-Polytechnikum verlieh ihm den Titel eines Ehren-Doktors der technischen Wissenschaften. Am 27. VIII. 1917 wurde er durch das bürgerliche Kriegsverdienstkreuz II. Kl. ausgezeichnet. Die Szent István-Akademie erwählte ihn zum Ehrenmitglied, der Verband „Magyarország Területi Épségének Védelmi Ligája“ (Liga zum Schutz der territorialen Integrität Ungarns) in 1918 zum Präsidenten.

Dem Vizedirektor Dr. Tamás v. Szontagh wurde in 1917 das bürgerliche Kriegsverdienstkreuz II. Kl. verliehen. Er wurde vom Landesverpflegs-, dann vom Handelsminister in 1918 zum Vorstand einer Fachkommission des Zentralen Landeskomitees für die Kontrolle der Preise, später mit dem Titel eines Baurates zum ordentlichen Mitglied des Zentralen Landesbaurates ernannt. Im selben Jahr wurde er von der Liga zum Schutz der territorialen Integrität Ungarns, sowie von der „Magyar Társaság“ (Ungarische Gesellschaft) zum administrativen Vizepräsidenten, in 1919 von der „Felvidéki Liga“ (Oberungarische L.) zum Präsidenten erwählt. Nach dem Rücktritt unseres hoch verdienten Direktors Lu d-

wig von Lóczy sen. in den Ruhestand wurde er vom Ackerbauminister mit der Leitung der Kgl. Ung. Geol. Anstalt betraut.

Dr. Móric v. Pálffy erlangte in 1918 den Titel und Charakter eines Oberbergrates. Im selben Jahr wurde er durch den „Orsz. Bányászati és Kohászati Egyesület“ (Landesverein für Berg- und Hüttenwesen) als Anerkennung für einen Vortrag mit der goldenen Medaille ausgezeichnet und in den Ausschuss erwählt. Noch im selben Jahr wurde er vom Handelsminister zum Mitglied der Berg- und Hüttenmännischen Sektion des „Orsz. Munkaügyi Tanács“ (Landesrat für Arbeitswesen) ernannt, in 1919 von der Regierung der Ung. Sowjetrepublik mit der Leitung der Kgl. Ung. Geol. Anstalt betraut.

Die Chefgeologen Péter Treitz und Henrik Horvitzky erhielten in 1918 den Titel und Charakter eines Oberbergrates.

Dr. Gábor v. László, der Ende 1917 nach 28 monatlicher russischer Gefangenschaft zurückkehrte, wurde in 1918 abermals in militärischer Eigenschaft zu einem nach Kleinasien abgehenden Detachement eingeteilt und kehrte erst Ende Januar 1919 zurück.

Sektionsgeolog Dr. Ottokár Kadió wurde in 1917 zum Privatdozenten der philosophischen Fakultät der Universität Budapest erwählt.

Unser wissenschaftliches Hilfspersonal war das folgende:

Dr. István Ferenczi, Assistent an der Ferenc József Universität Kolozsvár, Dr. Ludwig v. Lóczy jun., Assistent an der Universität Budapest und Zeichenlehrerin Teréz v. Dömök arbeiteten als Fachdiurnisten in unserer Anstalt. Die hauptstädtischen Mittelschullehrer Dr. Béla Zalányi und Dr. Gyula Leidenfrost wurden in dieser Eigenschaft vorübergehend beurlaubt und waren als Fachmitarbeiter in unserer Anstalt tätig, indem der erstere unsere Bohrproben, der letztere die fossilen Fischreste unserer Sammlung bearbeitete. Dr. Kálmán Lambrecht, Adjunkt der staatlichen Ornithologischen Zentrale wurde am 28. II. 1918 mit einem Erlass des Ackerbauministers behufs Bearbeitung der fossilen Vogelreste zu unserer Anstalt eingeteilt.

Die geologischen Landesaufnahmen wurden in 1917 zwar mit grossen Schwierigkeiten, aber in vollem Mass fortgesetzt. Die Mitglieder und Mitarbeiter der Anstalt waren in folgenden Gebieten tätig:

Direktor v. Lóczy sen. beging längs des Vág-Tales im Komitat Trencsén die Klippengruppen des Vlára-Passes und der Gegend von Oroszlánkő-Chmelova. Neben tektonischen Beobachtungen bildete die Konstatierung des bunten Keupermergels, der Grestener Krinoidenkalke der Manganschiefer und der Stramberger Massenkalkes das Hauptresultat seiner Forschungen. In dem Gebirge von Budapest führte er kleinere De-

tailaufnahmen durch und befasste sich auch mit der Lösung praktischer Probleme. In Westserbien entwickelte er unter schwierigen Verhältnissen mehr als 2 Monate hindurch eine sehr umfangreiche Tätigkeit, deren Ergebnisse einen bleibenden Wert repräsentieren und die geologische Kenntnis dieser Gegend durch grössenteils vollkommen neue wissenschaftliche und kartographische Resultate bereicherte. Ausserdem besuchte er die Geologen Dr. Viktor Vogl, Dr. István Ferenczi und Dr. Kálmán Kulcsár auf ihren Aufnahmegebieten in den Nordwestkarpaten.

Vizedirektor v. Szontagh unternahm Forschungsreisen im Nordteil des serbischen Kopacnik-Gebirges, ferner in Montenegro und Nordalbanien.

Dr. Ottokár Kadić arbeitete im Kroatischen Karst (Dinariden), Dr. Lajos Jugovics im Gebirg von Lánzsér und Kőszeg, sowie im Basaltgebiet des W-lichen Transdanubiens, Dr. Viktor Vogl, Dr. Gyula Vigh und Dr. Kálmán Kulcsár in den Nordwestkarpaten, Dr. Móric v. Pálffy, Dr. Erich Jekelius und Dr. Heinrich Wachner in den Ostkarpaten, abermals Dr. Móric v. Pálffy, ferner Universitätsprof. Dr. Károly v. Papp, Dr. Zsigmond Szentpétery und der Sekretär unserer Anstalt: Lajos v. Marzsó im Mittelgebirge der Komitate Bihar und Arad, der Geolog Dr. Zoltán Schréter und Mittelschullehrer Jenő Noszky im N-lichen Mittelgebirge, der Prof. am Polytechnikum Dr. Ferenc Schafarzik im Bánságer Gebirge, der Prof. an der Universität Zagreb Dr. Ferdo Koch im Slavonischen Inselgebirge.

An den agrogeologischen Aufnahmen beteiligten sich die Geologen Péter Treitz, Henrik Horusitzky, Imre Timkó und Róbert Ballenegger.

Montangeologische Aufnahmen führte Dr. Móric v. Pálffy in der Gegend von Nagybánya im Komitat Szatmár durch.

In militärischer Eigenschaft waren Pál Rozlosnik beim milit. Berginspektorat, Dr. Károly Roth v. Telegd im Széklerland, Dr. Gábor v. László in Kleinasien als Geologen tätig.

In 1918 arbeitete Direktor v. Lóczy sen. abermals nahezu 3 Monate hindurch in Westserbien, Vizedirektor v. Szontagh war mit hydrologischen Studien und der Leitung der Anstalt beschäftigt.

Die diesjährigen geol. Landesaufnahmen bewegten sich infolge der zunehmenden pekuniären Schwierigkeiten nur in engerem Rahmen. Im kroatischen Karst arbeiteten Dr. Ottokár Kadić und Dr. Viktor Vogl, im slavonischen Gebirge setzte unser Mitarbeiter Prof. Dr. Ferdo

Koch seine Studien fort. In den Nordwestkarpaten arbeiteten Dr. Gyula Vigh und Dr. István Ferenczi, im Borsoder Bükk-Gebirge Dr. Zoltán Schréter, im Nógráder Hügelland unser Mitarbeiter Dr. Jenő Noszky, in den Ostkarpaten Dr. Móric v. Pálffy, im Brassóer Gebirge Dr. Erich Jekelius, in den Fogaraser Schneebergen Dr. Heinrich Wachner. Prof. Dr. Károly v. Papp mit dem Sekretär unserer Anstalt: Lajos v. Marzsó führten im Siebenbürgischen Erzgebirge und im Tal des Fehér-Körös-Flusses, Prof. Dr. Ferenc Schafarzik im Gebirge des Komitates Krassószörény geologische Arbeiten durch.

Es wurde auch eine sehr detaillierte geol. Aufnahme des Gebietes der Haupt- und Residenzstadt Budapest in Angriff genommen. An dieser Arbeit beteiligten sich: Oberbergrat und Chefgeologe i. R. Gyula Halaváts, die Geologen Henrik Horusitzky, Dr. Ottokár Kadić, Dr. Zoltán Schréter, Dr. Géza v. Toborffy, ferner die Mitarbeiter Prof. Dr. Ferenc Schafarzik, Dr. Ludwig v. Lóczy jun. und schliesslich Vizedirektor Dr. Tamás v. Szontagh, der die Hydrologie der Hauptstadt, besonders die Thermen studierte.

Mit Aufsammlungen und Ausgrabungen wurden die Geologen Dr. Tivadar Kormos und Dr. Ottokár Kadić, sowie unser Mitarbeiter Dr. Kálmán Lambrecht betraut. Letzterer führte im Auftrag unserer Anstalt und mit der Unterstützung des K. u. K. Kriegsministeriums auch in der Ukraina Aufsammlungen durch.

Am Ausgang dieses Jahres (am 30. X.) nahmen die traurigen Revolutionen ihren Anfang, die zur Volksrepublik führten.

In 1919 übernahm Dr. Barna Buzá die Leitung des Ackerbauministeriums, in welcher Zeit Direktor v. Lóczy sen. mit dem Dekret Präs. No. 2496. vom 13. III. den Titel und Charakter eines Unterstaatssekretärs erhielt. Gleichzeitig wurde Vizedirektor v. Szontagh in die V. Diätenklasse befördert. Noch am Beginn dieses Jahres wurde durch die Direktion die Neuordnung unserer Sammlungen verordnet und in Angriff genommen. Unterdessen wurde die Sowjetrepublik proklamiert, gegen deren kommunistisches Schreckensregime die Direktion unverzüglich den Schutz der kompetenten Ackerbau- und sonstigen Volkskommissariate, sowie auch des Regierungsrates für die geologische Anstalt erbat. Hierdurch wurde wenigstens das Bestehen unserer Anstalt gesichert, obzwar wir auch so noch bis zu dem am 2. VIII. erfolgten Einzug der Rumänen noch sehr viele Misslichkeiten und Verluste zu erleiden hatten.

Durch die den Ackerbau verwaltende Behörde der Diktatur der Proletarier wurde Ende Mai sowohl Direktor v. Lóczy sen., wie auch Vize-

direktor v. Szontagh pensioniert und die Leitung der Anstalt provisorisch auf den Chefgeologen Dr. Móric v. Pálffy übertragen, eine Verfügung, die alle wahren Freunde unserer Anstalt mit Beruhigung zur Kenntnis nahmen. Neben ihm wurden als Berater die Geologen Dr. Kálmán Emszt und Dr. Erich Jekelius ernannt. Bald darauf wurde die bisherige agrogeologische Abteilung unserer Anstalt aufgelöst und als Unterabteilung des im Rahmen des Experimentwesens aufgestellten „Mezőgazdasági Növénytani Állomás“ (Landwirtschaftliche Botanische Station) unter dem Namen „Országos Talajtani Intézet“ (Landesanstalt für Bodenkunde) neu organisiert. In die neue Anstalt wurden die Chefgeologen Péter Treitz, Imre Timkó, sowie die Geologen Róbert Ballenegger und Imre v. Maros transferiert. Gleichzeitig mit dieser Verordnung wurde auch die teilweise Übergabe der Inventare unserer Anstalt angeordnet.

Die ernste Arbeit der Anstalt war unter dem Regime beider revolutionärer Regierungen lahmgelegt. Noch das bedeutsamste Ergebnis dieser traurigen Zeiten war die Registrierung der auf die nutzbaren mineralischen Rohstoffe Ungarns bezüglichen Angaben. Dem gegenüber mussten wir mit tiefem Bedauern die kopflose Durcheinanderwühlung unserer selten schönen musealen Sammlungen und den Abtransport eines ansehnlichen Teiles der wertvollen Objekte in das Nationalmuseum mit ansehen.

Doch waren auch diese schweren Verluste noch nicht genug, wir hatten noch manches zu erleiden. Als Zeichen der im April 1919 bereits ganz offen wütenden kommunistischen Diktatur wurde das Aufnahmeprogramm unserer Anstalt seitens des Volkskommissariats für Ackerbau zurückgewiesen und das damals ernannte Direktorium der Ungarischen Geologischen Gesellschaft mit der Ausarbeitung eines neuen beauftragt. Letzteres genierte sich nicht in einer auf den 14. Mai zusammengerufenen Fachkonferenz unseren Direktor v. Lóczy sen. schonungslos und ungerecht anzugreifen. Dieser wies zwar die unwürdigen Anklagen energisch zurück, sah sich aber dennoch veranlasst, bei seiner Obrigkeit um einen sofortigen längeren Urlaub und um seine Dispensation von der Leitung der Anstalt anzusuchen. Beides wurde ihm auffallend rasch (bereits am 20. Mai) bewilligt.

Nach dem Sturz der Schreckensherrschaft wurde seitens des Ackerbau-ministers der neuen konstitutionellen Regierung die Pensionierung sowohl Direktor v. Lóczy's, wie auch des Vizedirektors v. Szontagh als gesetzwidrig annulliert und beide wurden in ihre Ämter zurückversetzt.

Nach der Wiederherstellung der gesetzlichen Ordnung wendete sich das ganze übrig gebliebene Fachpersonal der Anstalt gegen die treulosen

Kollegen, die dem Kommunismus mehr-minder ergeben, den Frieden der Anstalt und die kollegiale Eintracht störten, die ungarische nationale Gesinnung und das Ideal unseres Staates ihren selbstsüchtigen Interessen opferten. Sie mussten die Anstalt verlassen.

Noch im selben Jahr wurde der Geolog und Chemiker Dr. Zsigmond v. Szinyei-Merse nach wiederholten Beurlaubungen um seine Pensionierung bittlich.

Im November wurde Direktor v. Lóczy sen., der aus gesundheitlichen Rücksichten einen längeren Urlaub in Anspruch genommen hatte. über sein eigenes Ansuchen mit dem Erlass 98.006/1919. IX. 2. definitiv in den Ruhestand versetzt und Vizedirektor v. Szontagh mit demselben Dekret mit der Versehung der Agenden des Direktors beauftragt.

DIREKTIONSBERICHT ÜBER DIE JAHRE 1920—1923.

Von Dr. Móric v. Pálffy.

Da der leitende Vizedirektor der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt, Dr. T a m á s v. S z o n t a g h auf eigenes Ansuchen vom Oktober 1923 an beurlaubt und ab 30. Juni 1924 in den Ruhestand versetzt, ich aber gleichzeitig mit der vorläufigen Leitung der Anstalt betraut wurde, ist es meine Aufgabe, über die Jahre 1920—23 zu berichten.

Ich muss mit der Anführung der traurigen Verluste beginnen, die unsere Anstalt durch das Hinscheiden z. T. bereits in den Ruhestand getretener, z. T. noch aktiver, verdienstvoller Mitglieder erlitt.

Dr. A n d o r S e m s e y von S e m s e (1833—1923). Mit dankbarer Pietät muss ich an erster Stelle den Ehrendirektor und freigiebigen Mezän unserer Anstalt erwähnen, der während einer Zeit von nahezu 30 Jahren für deren Zwecke ein ansehnliches Vermögen opferte. Seiner beispiellosen Opferwilligkeit ist es zu verdanken, das unser prunkvolles Palais auf der Stefánia Strasse — zu dessen Kosten er 100.000 Kronen beisteuerte — erbaut werden konnte. Die wertvollsten Objekte unserer Sammlungen, unserer Bibliothek und Kartensammlung, sowie der Ausrüstung unserer Laboratorien sprechen ebenfalls von seiner warmen Fürsorge. Sein lebhaftes Interesse für die Geologie führte ihn in den Kreis der Geologen. In seinen jüngeren Jahren nahm er persönlich an Sammelexkursionen teil, in den Wintermonaten beschäftigte er sich gerne mit der Präparierung und Bestimmung des gesammelten Materials.

Den Mitgliedern der Anstalt ermöglichte er in mehreren Fällen Studienreisen in das Ausland, denen unsere Anstalt eine reiche Sammlung ausländischen Vergleichsmaterials verdankt. Von den durch ihn erworbenen vergleichenden paläontologischen Sammlungen muss ich die über 10.000 Arten in etwa 30.000 Stücken umfassende Sammlung des französischen Gelehrten Coquand besonders hervorheben.

A n d o r v. S e m s e y, der über das Vermögen eines Magnaten verfügte, lebte sein ganzes Leben hindurch unter bescheidensten, so zu sagen armseligen Verhältnissen und verwendete mehr als 9/10 seiner

Einkünfte zur Unterstützung der ungarischen Wissenschaft und der ungarischen wissenschaftlichen Institutionen, darunter in erster Reihe der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt.

Seine Majestät König Franz Joseph zeichnete ihn mit seinem allerhöchsten Entschluss vom 6. Juni 1896 in Budapest als Anerkennung seiner Verdienste am Felde der öffentlichen Angelegenheiten durch das Mittelkreuz des St. Stephans Ordens aus und verlieh ihm am 21. Juni desselben Jahres als Anerkennung seiner hervorragenden Verdienste um die Entwicklung der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt und um die Bereicherung ihrer Sammlungen den Titel des Ehrendirektors unserer Anstalt. Er verschied am 14. August 1923 im Alter von 90 Jahren.

Unsere Anstalt wird sein Andenken allerzeit pietätvoll bewahren.

* * *

Dr. Ludwig Lóczy von Lóczy (1849—1920). Am 13. Mai 1920 erlitt die ungarische geologische Wissenschaft durch den Tod des emeritierten Direktors der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt einen schmerzlichen und für lange Zeiten unersetzlichen Verlust. Mir fiel die Aufgabe zu, unserem hervorragenden Gelehrten an dieser Stelle einige Zeilen zu widmen.

Ludwig v. Lóczy erwarb sich in der Zeit seiner nahezu 50 Jahre umfassenden wissenschaftlichen Tätigkeit auf dem Gebiet der ungarischen Geologie und Geographie hohe Verdienste, für deren gebührende Würdigung uns hier kein ausreichender Raum zur Verfügung steht, so dass wir dies von der in der Ungarischen Akademie der Wissenschaften abzuhaltenden Gedenkrede zu erwarten haben.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich hauptsächlich nur seine Tätigkeit in der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt und im Interesse derselben kurz skizzieren.

Ludwig v. Lóczy war zum erstenmal nach seiner Rückkehr von seiner grossen Asienreise, in den Jahren 1883—1886 als Sektionsgeolog unserer Anstalt tätig, zu welcher Zeit er sich mit der geol. Aufnahme des Hegyes-Drócsa-Gebirges befasste. In 1886 wurde er als ausserordentlicher Professor auf den geologischen Lehrstuhl des Kgl. Ung. Josephs-Polytechnikums berufen, um dann nach dem Tode János Hunfalvy's als Ordinarius für vergleichende Geographie zur Universität Budapest abzutreten.

Zum zweitenmal kehrte er in 1908 als Direktor in die Anstalt zurück, wo er bis zu seinem Übertritt in der Ruhestand tätig war.

Schon in seinen Jünglingsjahren war die Geologie das Lieblingsstudium

Lóczy s, und trotzdem er nahezu zwei Jahrzehnte hindurch als Professor der Geographie wirkte, verblieb er doch jederzeit durch und durch Geolog. Es ergibt sich hieraus von selbst, dass er als Direktor mit der grössten Begeisterung zum weiteren Ausbau der bereits hoch entwickelten Anstalt schritt. Er legte mit weiter Umsicht das zukünftige Programm der Anstalt fest, wobei er zunächst die Reambulierung der bereits aufgenommenen Gebiete urgierte, damit dieselben monographisch bearbeitet werden können, anderseits aber auch die Aufnahme der nordwestlichen Landesteile in Angriff nahm.

Die letztere Arbeit plante er ursprünglich bloss als Reambulation der alten österreichischen Aufnahmen zum Zweck der genaueren Ausführung der geol. Übersichtskarte Ungarns, doch lenkten die dort auftauchenden Probleme die Arbeit allmählich in die Geleise der Detailaufnahmen. Während er die monographische Bearbeitung der aufgenommenen Gebiete den Mitgliedern der Anstalt anvertraute, nahm er für die oberungarischen Aufnahmen unter seiner persönlichen Leitung auch junge auswärtige Mitarbeiter in Anspruch.

Leider wurde die Ausführung dieses grosszügigen Programms durch den inzwischen ausgebrochenen Weltkrieg gehemmt, durch den darauf folgenden Zusammenbruch aber gänzlich vereitelt. Die geplanten Monographien sind z. T. halb fertig, ihre Publikation würde aber solche pekuniäre Opfer erheischen, die uns bis auf weiteres unerschwinglich sind.

Ludwig v. Lóczy war durch seine beispiellose Willenskraft und enorme Leistungsfähigkeit ein glänzendes Vorbild für die Mitglieder der Anstalt. Durch seine liebenswürdige Zuvorkommenheit, seine Mitteilbarkeit und die Unterstützung, die er uns in unseren Arbeiten gewährte, sicherte er sich unsere Hochachtung und Anhänglichkeit.

Aus diesem Grunde muss ich hier die jede Grundlage entbehrenden Behauptungen des Verfassers seines Lebenslaufes in der Zeitschrift Földrajzi Közlemények (Geographische Mitteilungen), wonach er in der Anstalt mit Widerstand zu kämpfen gehabt, mit den Mitgliedern nicht in richtiger Harmonie gelebt und kein richtiges Verständnis gefunden hätte, auf das energischeste zurückweisen.

Ich kann — von den Gefühlen und der Auffassung der gegenwärtigen Mitglieder ihm gegenüber ausgehend — ruhig behaupten, dass von alledem nichts wahr ist, ich kann höchstens zugeben, dass er selbst vielleicht etwas ähnliches empfunden haben dürfte. Seine grösste Schwäche war uns allen bekannt: wie jeder gutherzige Mensch konnte auch er seine

Mitmenschen nicht durchschauen und deshalb wurden ihm viele Enttäuschungen und viel Undank gerade von Seiten derer zu teil, für die er in seinem Leben das meiste getan hatte.

Die Kgl. Ung. Geologische Anstalt wird seine Verdienste jederzeit anerkennen und sein Andenken pietätvoll bewahren.

* * *

Sándor Gesell von Terebesfejérpatak (1839—1919), kgl. ung. Chefgeolog und Oberbergrat verschied am 17. November 1919 in Besztercebánya, doch erreichte uns die traurige Nachricht erst im Laufe des Jahres 1920. Er trat nach 45 jährigem Dienst — wovon er 25 Jahre in unserer Anstalt tätig war — 1908 in den Ruhestand. Als Mitglied der Anstalt studierte er zuerst die Goldreviere von Selmecebánya und Körmöcbánya, dann jene des Siebenbürgischen Erzgebirges und des Bergdistriktes von Nagybánya. Später beschäftigte er sich mit den montangeologischen Verhältnissen der Gegend von Dobsina. Ausser diesen geologischen Detailaufnahmen beteiligte er sich auch lebhaft am Studium der Vorkommnisse der verwertbaren Rohstoffe, namentlich Erdöl, Kohle, Eisenerze etc. und wirkte eifrig bei der Aufstellung der montangeologischen Sammlung unserer Anstalt, dann bei der Auswahl und Aufstellung des geologischen und montanistischen Materials für die Landesausstellungen in 1885 und gelegentlich des Milleniums in 1896, sowie für die Weltausstellung 1900 in Paris mit.

Die älteren Mitglieder der Anstalt denken liebevoll an ihren gutmütigen, lieben Kollegen zurück.

* * *

Béla Inkey von Palin (1847—1921) erwarb sich unter anderen durch seine ausgezeichnete Monographie der Goldbergwerke von Nagyág und seine geologische Übersichtsaufnahme der südlichen Karpaten grosse Verdienste. Die zweitgenannte Arbeit führte er für die geol. Übersichtskarte Europas durch. Von 1891—1897 stand er als Agro-Chefgeolog im Dienste der Kgl. Ung. Geol. Anstalt und war mit der Aufstellung der agrogeologischen Sektion derselben betraut. Obwohl er in 1897 aus dem Verband der Anstalt ausschied, verfolgte er auch später jederzeit die Entwicklung der Geologie im allgemeinen, besonders aber der Bodenkunde mit lebhaftem Interesse. Öffentlich fungierte er zuletzt in 1909, gelegentlich der durch die Kgl. Ung. Geologische Anstalt zusammenberufenen I. Internationalen Agrogeologischen Konferenz, wo er zum Sekretär und zum Redakteur der zu veröffentlichenden Arbeiten erwählt wurde.

Er starb zu Taródháza (Komitat Vas) am 31. August 1921. Sein Tod bedeutet uns einen schmerzlichen Verlust.

* * *

Dr. V i k t o r V o g l, kgl. ung. Sektionsgeolog (1886—1922). Es war ein unerwarteter, schmerzlicher Verlust, den mit dem an der Schwelle seines Mannesalters erfolgten, plötzlichen Hinscheiden unseres hochgeschätzten Kollegen nicht nur unsere Anstalt, sondern auch die ungarische Wissenschaft erlitt. V i k t o r V o g l wurde bereits nach Beendigung seiner Studien an der Universität in 1909 als Geolog zur Kgl.-Ung. Geologischen Anstalt ernannt und sein nach 13 jährigem eifrigem Dienst erfolgter, unerwarteter Tod schnitt eine wissenschaftliche Tätigkeit ab, die einer glänzenden Zukunft entgegenschah. V i k t o r V o g l war besonders bei den geologischen Aufnahmen des kroatischen Karstgebietes tätig. Während des Krieges arbeitete er in den Komitaten Turóc und Liptó, nach der Revolution war er bei der Reambulation Transdanubiens beschäftigt. Ausser den geologischen Landesaufnahmen befasste er sich eingehend mit dem paläontologischen Studium des Eozäns und Oligozäns. Er erwarb sich auch grosse Verdienste um die Redaktion der deutschen Publikationen unserer Anstalt. Er erlag am 23. August 1922 einer Krankheit, die ihn auf seinem Aufnahmsgebiet heimgesucht hatte.

In seiner Person verlor nicht nur unsere Anstalt ein tüchtiges, arbeitssames Mitglied, sondern auch der Kreis seiner Kollegen einen gegen alle zuvorkommenden, lieben Freund. Wir werden sein Andenken liebevoll bewahren.

* * *

Dr. B é l a H o r v á t h, kgl. ung. Sektionsgeolog, Chemiker im Ruhestand (1877—1923). Wir müssen hier unseres nach langem Siechtum in 1923 verstorbenen, hochbegabten Kollegen gedenken. B é l a H o r v á t h studierte nach Absolvierung seiner Mittelschulen an den polytechnischen Hochschulen Zürich, Wien, Karlsruhe und wurde an der zuletzt genannten Hochschule in 1903 zum Doktor promoviert. Nach Beendigung seiner Studien war er zwischen 1904—1909 Assistent der Tierärztlichen Hochschule Budapest. Er wurde in 1909 als Chemiker zu unserer Anstalt ernannt, wo er sich mit Bodenchemie und mit der Untersuchung von Bauxiten und phosphorhaltigen Rohstoffen befasste. Er wurde während des Krieges von einem schweren Leiden heimgesucht, das ihn zwang 1919 in den Ruhestand zu treten. Sein langes Siechtum und sein am 22. Juni 1923 im 45. Lebensjahr erfolgter Tod bereitete der zu schönen Hoffnungen

berechtigten Tätigkeit unseres hochgebildeten, hervorragenden Chemikers ein vorzeitiges Ende. Wir werden das Andenken unseres lieben guten Freundes treu bewahren.

* * *

Nach dem auf den Weltkrieg folgenden, grossen Zusammenbruch und nach dem Kommunismus geriet auch unsere Anstalt — wie die sämtlichen wissenschaftlichen Institutionen unseres Landes — in den beklagenswertesten Zustand. Für geologische Aufnahmen standen uns nur ganz unbedeutende Mittel zur Verfügung und in den ersten Jahren war es schon wegen der erschwerten Existenzbedingungen nicht möglich, in den von Budapest weiter liegenden Gebieten Untersuchungen durchzuführen. Aus diesem Grunde mussten die kurz bemessenen Aufnahmen auf die Umgebung von Budapest und der Kohlengruben beschränkt werden. Infolge der Reduktion der finanziellen Mittel, sowie der räumlichen Beschränkung der Aufnahmen in 1920—23 geben wir über diese Jahre bloss einen zusammenfassenden Bericht heraus, umso mehr, da die Ergebnisse einzelner in wichtigeren Gebieten durchgeführter Aufnahmen im Rahmen der Mitteilungen aus dem Jahrbuche der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt bereits veröffentlicht wurden. (Die montangeologischen Verhältnisse des Braunkohlengebietes der Gegend von Esztergom von P. Rozlozsnik, Z. Schréter und K. Roth von Telegd, die geologischen Verhältnisse und die Eisenerzlager des Rudabányaer Gebirges von M. von Pálffy.)

Auf die persönlichen Angelegenheiten übergehend, muss ich mit Bedauern berichten, dass hier die traurigen Ereignisse die erfreulichen weitaus überwiegen. Von den verdienstvollen Kollegen, die uns der Tod entriss, geschah bereits Erwähnung. Diese Liste muss ich noch mit unserem trefflichen Zeichner, Károly Reithofer ergänzen, der nach der Aussage von Augenzeugen in der Schlacht bei Rawaruska fiel und demnach offiziell als tot erklärt wurde, desgleichen auch mit dem alten, fleissigen Zeichner unserer kartographischen Abteilung: Lipót Scheck, der gleichfalls durch den Tod unserem Kreis entrissen wurde.

Der in 1919 zum neu aufgestellten Bodenkundlichen Institut als Leiter transferierte kgl. ung. Chefgeolog Péter Treitz, die ebenfalls dorthin übertretenen Chefgeologen Imre Timkó und Imre von Maros, sowie der Geolog Róbert Ballenegger kehrten im Frühjahr 1921 wieder in unsere Anstalt zurück, nachdem das selbständige Bodenkundliche Institut mit dem Erlass No. 54366 IX. B. vom 11. Juni

1921 aufgelöst und die bodenkundliche Abteilung der Kgl. Ung. Geol. Anstalt wieder hergestellt wurde.

Das Korps unserer Beamten wurde durch Todesfälle, Austritte und Pensionierungen von 1920—1923 um mehr als ein Drittel reduziert.

Nach dem Sturz der Kommune traten der Geolog Dr. Erich Jekelius und der Präparator Dr. Jenő Jablonszky freiwillig aus dem Verband unserer Anstalt aus.

Der Geolog und Chemiker Zsigmond von Szinyei-Merse wurde krankheitshalber, der Sektionsgeolog Dr. Tivadar Kormos im Zusammenhang mit der Reduktion des Personalstandes in den Ruhestand versetzt.

Der Geolog Dr. Róbert Ballenegger wurde zur Kgl. Ung. Gärtnerischen Hochschule, der Geolog Dr. Kálmán Lambrecht zur Ornithologischen Zentrale transferiert.

Als erfreuliches Ereignis kann ich erwähnen, dass Dr. Aurél Liffa und Imre Timkó mit dem Titel Oberbergrat in die VI. Diätenklasse befördert wurden, wohin auch der Chefgeolog-Chemiker Dr. Kálmán Emesz vorrückte.

Die Sektionsgeologen Pál Rozlozsnik und Imre von Maros wurden zu Chefgeologen, die Geologen I. Klasse Dr. Viktor Vogl, Dr. Róbert Ballenegger, Dr. Aladár Vendl, Dr. Gyula Vigh und Dr. Géza von Tóborffy zu Sektionsgeologen, der Geolog II. Klasse Dr. István Ferenczi zum Geologen I. Klasse befördert, die technische Diurnistin Teréz von Dömök wurde als Zeichnerin in die X. Diätenklasse, der Bildhauer Viktor Háberl zum Präparator ernannt. Der Assistentchemiker Emil Scherf wurde zur Kgl. Ung. Geologischen Anstalt eingeteilt, dann zum Chemiker ernannt.

Wohl verdiente Anerkennung fanden der technische Zeichner Daniel Heidt und die Diurnistin unserer Kanzlei, Piroška Bryson, die in die XI. Diätenklasse ernannt wurden.

Seit 1918 fanden in allen Zweigen des staatlichen Lebens weitgehende Beförderungen statt. Das Personal unserer Anstalt blieb in dieser Hinsicht leider weit zurück. Die oben angeführten Ernennungen sind jedenfalls erfreulich, erreichten aber nicht das Mass, dessen unsere anderwärts tätigen Fachgenossen teilhaftig wurden.

Über die *Aufnahmstätigkeit* der Mitglieder unserer Anstalt kann ich folgendes berichten.

Im Sommer 1919 beschlossen wir — von der Überzeugung ausgehend, dass bei der Rekonvaleszenz unseres Landes die Lösung der Energiefrage eine der wichtigsten Rollen spielen wird — das detaillierteste Studium

unserer Kohlengebiete, das dann auch in den Jahren 1920—23 planmäßig weitergeführt wurde. An der Tatsache, dass Ende 1923 die Kohlenproduktion Rumpfungarns — wenigstens im Gewicht — beinahe die Produktion Ungarns vor dem Krieg erreichte, hat unserer Überzeugung nach auch die Kgl. Ung. Geol. Anstalt einen beträchtlichen Anteil.

Mit der Leitung der Geol. Aufnahmen im Jahre 1920 betraute die Direktion den Oberbergrat und Chefgeologen M ó r i c von P á l f y. Im Sommer dieses Jahres setzten die Sektionsgeologen P á l R o z l o z s n i k und K á r o l y R o t h von T e l e g d im Kohlenbecken von Esztergom, der Sektionsgeolog Z o l t á n S c h r é t e r in der Gegend von Pilisvörösvár und im Borsoder Becken das Studium der Kohlengebiete fort, während V i k t o r V o g l das Lignitgebiet von Rózsaszentmárton—Gyöngyös studierte.

Prof. F e r e n c S c h a f a r z i k vom Polytechnikum Budapest, die Oberbergräte und Chefgeologen M ó r i c von P á l f y und H e n r i k H o r u s i t z k y setzten die detaillierteste Aufnahme der Umgebung von Budapest fort.

Oberbergrat-Chefgeol. P é t e r T r e i t z beginnt das pedologische Studium der Besitzungen der staatlichen landwirtschaftlichen Schulen, Oberbergrat-Chefgeolog H e n r i k H o r u s i t z k y setzt im Komitat Győr, Oberbergrat-Chefgeolog I m r e T i m k ó in der Umgebung von Budapest, Sektionsgeolog I m r e von M a r o s am Somogyer Ufer des Balatonsees seine agrogeologischen Aufnahmen fort. Dr. G á b o r von L á s z l ó ergänzt in den Torflagern Transdanubiens seine älteren Aufnahmen.

Im Auftrag des Kgl. Ung. Finanzministeriums waren Chefgeolog Dr. O t t o k á r K a d i é, Geolog Dr. A l a d á r V e n d l an den Forschungen nach Erdgas, der Geolog Dr. G y u l a V i g h an den Forschungen nach Eisenerzen beteiligt. Der Geolog Dr. I s t v á n F e r e n c z i setzte die Kartierung des Ostrand des Esztergomer Kohlenreviers fort.

Ausserdem waren Oberbergrat-Chefgeolog P é t e r T r e i t z und Geolog I s t v á n F e r e n c z i auch mit dem Studium der Bohrungen im Interesse des geplanten Donau—Tisza Kanals beschäftigt.

* * *

In 1921 beginnt Oberbergrat-Chefgeolog Dr. M ó r i c v. P á l f y die detaillierte Aufnahme des Rudabányaer Gebirges und das Studium seiner Eisenerzlager.

Oberbergrat-Chefgeolog Dr. A u r é l L i f f a beginnt die Aufnahme des Eperjes—Tokajer Gebirges in der Gegend von Telkibánya, mit Rücksicht auf die dortigen Gold- und Silber-Vorkommnisse.

Chefgeolog Pál Rozlozsnik und Sektionsgeolog Dr. Károly Roth von Telegd setzten im Vértes-Gebirge, Sektionsgeolog Dr. Zoltán Schréter im Pilis-Gebirge, in der Umgebung von Pilisvörösvár und im Borsoder Becken die Aufnahme der Kohlenreviere fort.

Die Reambulierung der alten Aufnahmen Transdanubiens beginnen Chefgeolog Dr. Ottokár Kadić in der Gegend von Szekszárd, Sektionsgeolog Dr. Viktor Vogl in der Gegend von Dunaföldvár und Geolog Dr. Géza von Toborffy in der Gegend von Paks.

Der Geolog Dr. Gyula Vigh nimmt die detaillierte Reambulierung der mesozoischen Bildungen des Gerecse-Gebirges in Angriff.

Im Rahmen der agrogeologischen Aufnahmen studiert Oberbergrat-Chefgeolog Péter Treitz die Besitzungen der staatlichen Landwirtschaftsschulen, Oberbergrat-Chefgeolog Henrik Horusitzky setzt im Komitat Győr, Oberbergrat-Chefgeolog Imre Timkó im Komitat Pest, Chefgeolog Dr. Gábor von László in der Gegend von Bicske, Chefgeolog Imre von Maros am Somogyer Ufer des Balaton-Sees seine Aufnahmen fort.

Als auswärtiger Mitarbeiter nahm Prof. Ferenc Schafarzik vom Polytechnikum Budapest das S-lich an Budapest sich anschliessende Gebiet von neuem auf.

Sektionsgeolog Dr. Aladár Vendl war für das Hungarian Oil Syndicate, Geolog Dr. István Ferenczi für das Finanzministerium, in Transdanubien, im Interesse der Erdgas- und Ölforschungen tätig.

* * *

In 1922 setzten die Oberbergräte-Chefgeologen Dr. Móric von Pálffy und Dr. Aurél Liffa im Rudabányaer-, resp. im Eperjes—Tokajer Gebirge ihre Aufnahmen fort. Chefgeolog Pál Rozlozsnik und Sektionsgeolog Dr. Károly Roth von Telegd arbeiteten im Vértes-Gebirge, Sektionsgeolog Dr. Zoltán Schréter im Borsoder Becken an der Detailaufnahme der Kohlenreviere. Chefgeolog Dr. Ottokár Kadić, Sektionsgeologen Dr. Viktor Vogl und Dr. Géza von Toborffy setzten die in 1921 begonnene Reambulation in Transdanubien fort, während Sektionsgeolog Dr. Gyula Vigh auch in diesem Jahr die mesozoischen Bildungen des Gerecse-Gebirges studierte.

Im Rahmen der agrogeologischen Aufnahmen setzten die Oberbergräte-Chefgeologen Péter Treitz, Henrik Horusitzky und Imre Timkó, die Chefgeologen Gábor von László und Imre

von Maros ihre Arbeit im Anschluss an die in 1921 aufgenommenen Gebiete fort.

Sektionsgeolog Dr. Aladár Vendl war für das Hungarian Oil Syndicate, Geolog Dr. István Ferenczi für das Finanzministerium bei Erdgas- und Ölforschungen beteiligt. Dr. Ferenczi führte ausserdem auch in Oberösterreich Ölforschungen im Privatauftrag durch.

* * *

In 1923 gelangten die geologischen Landesaufnahmen in den beklagenswertesten Zustand, da für einen Teil der Geologen die Dotation kaum für 2 Wochen ausreichte. Während dieser kurzen Zeit setzten Péter Treitz, Henrik Horusitzky, Imre Timkó, Dr. Aurél Liffa, Dr. Ottokár Kadić, Imre von Maros, Dr. Gyula Vigh und Dr. Géza von Toborffy ihre vorjährige Arbeit fort.

Sektionsgeolog Dr. Aladár Vendl setzte seine Erdgas- und Ölforschungen für das Hungarian Oil Syndicate, Geolog Dr. István Ferenczi für das Rohöl- und Erdgassyndikat für Westösterreich fort.

Ein anderer Teil der Geologen unserer Anstalt nahm im Auftrag des Kgl. Ung. Handelsministeriums die Schätzung des Kohlenvorrats der inländischen Kohlengebiete in Angriff. An dieser Arbeit waren Oberbergrat-Chefgeolog Dr. Móric von Pálffy, die Chefgeologen Pál Rozlozsnik und Dr. Gábor von László (Torfschätzung), sowie die Sektionsgeologen Dr. Zoltán Schréter und Dr. Károly Roth von Telegd beteiligt, die ihre Berichte nach Beendigung ihrer Arbeit dem Kgl. Ung. Handelsministerium vorlegen werden.

* * *

Die stiefmütterliche finanzielle Lage der Anstalt blieb auch auf die wissenschaftliche Arbeit der Mitglieder nicht ohne Wirkung. Jahre hindurch konnten die Räumlichkeiten im Winter nicht ordentlich geheizt werden. Der beständige Kampf mit den materiellen Sorgen, wo das Gehalt der Familienväter kaum im ersten Drittel der Monate für das tägliche Brot ausreichte, beeinflusste die Arbeit und die Arbeitslust der Mitglieder nachteilig. Trotzdem waren alle mit grösster Selbstverleugnung bestrebt, ihren Aufgaben gerecht zu werden. Ausser den systematisch fortlaufenden Agenden muss ich hier noch die Aufstellung unseres Museums und die Arbeiten der geol. Übersichtskarte Ungarns in einigen Zeilen besprechen.

Noch Ende 1918 hatten Dr. Tivadar Kormos, resp. Dr. Erich Jekelius einen Plan zur Umordnung unseres Museums aus-

gearbeitet. Dies hätte den Zweck gehabt, unser Museum, der damaligen Ideologie entsprechend, in die Dienste der Volkserziehung und Belehrung zu stellen. Der damalige Direktor, Dr. Ludwig v. Lóczy senior war zwar nicht abgeneigt, eine gewisse Umgruppierung durchzuführen, wegen der divergierenden Ansichten der Mitglieder wurde aber die Feststellung der Art und der Beginn der Umordnung verzögert, bis dann beim Eintritt der Proletarendiktatur das Volkskommissariat für Ackerbau die Verordnung herausgab, dass das Museum nach den Plänen von Kormos, resp. Jekelius umzurangieren sei. Unter Leitung Jekelius' wurde demgemäß die Auflösung der systematisch geordneten Sammlungen und das Durcheinandertauschen der Vitrinen in Angriff genommen. Bis zum Anfang August, dem Sturz der Proletarendiktatur wurde alles in ein derartiges Chaos gebracht, dass die Herstellung der Ordnung die Arbeit mehrerer Jahre beanspruchte. Im Juni 1923 gelang es endlich, das ausgestellte Material so weit zu ordnen, dass wir das Museum abermals für das Publikum eröffnen konnten, in dessen Reihen wir auffallend häufig die Schüler hauptstädtischer und Provinzschulen unter Führung ihrer Lehrer wahrnehmen konnten.

Von der geologischen Übersichtskarte des historischen Ungarns war das südöstliche Viertel in Massstab 1:5000.000 bereits 1921 fertig und es wurde auch die Ausarbeitung des nordöstlichen Teiles in Angriff genommen. Hierbei wurden die sämtlichen während 50 Jahren durchgeführten geologischen Detailaufnahmen unserer Anstalt, die Angaben der Literatur, sowie auch die im Auftrag des Finanzministeriums ausgeführten geol. Aufnahmen verwertet, welche letztere uns vom gewesenen Unterstaatssekretär Hugo von Böckh bereitwilligst zur Verfügung gestellt wurden, wofür wir ihm auch an dieser Stelle unseren besten Dank aussprechen. Leider konnte wegen den ungünstigen finanziellen Verhältnissen diese Karte bisher noch nicht erscheinen, obwohl es sehr wünschenswert gewesen wäre, dass sie je eher veröffentlicht werde, da — wenn wir schon mit der Publikation der detaillierten Aufnahmeblätter sehr zurückgeblieben sind — die Resultate der ungarischen Geologen wenigstens auf dieser Karte hätten fixiert werden können.

In den verflossenen Jahren waren wir bestrebt, aus unserer sehr bescheidenen Dotation von unseren Publikationen so viel, als möglich erscheinen zu lassen. Wir veröffentlichten die nachstehend angeführten Arbeiten:

In 1920. G. Schlesinger: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. (Geologica Hungarica, Bd. II. fasc. 1.)

Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1916,

In 1922. Pál Rozlozsnik, Z. Schréter und K. Roth v. Telegd: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai.

P. Rozlozsnik, Z. Schréter und K. Roth v. Telegd: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani térképe.

In 1923. Gyula Halaváts: A baltavári felsőpontusi korú molluszka-fauna. (M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve, XXIV. 6.)

Henrik Horusitzky: Tata és Tóváros hévforrásainak hidrogeológiája. (M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve, XXV. 3.)

Auch unsere Bibliothek fühlt sehr stark den Mangel einer entsprechenden Dotation, indem es uns nicht möglich war, neue Bücher zu beschaffen und das Abonnement der wichtigsten Zeitschriften zu bestreiten.

Trotzdem wurde durch das teilweise Einlaufen der während des Krieges ausgebliebenen Tauschobjekte sowohl unsere Bibliothek, wie auch unsere Kartensammlung in erfreulicher Weise bereichert.

DIREKTIONSBERICHT ÜBER 1924.

Von Dr. Móric v. Pálfy

Es wurde bereits im Bericht über die Jahre 1920—1923 erwähnt, dass der leitende Vizedirektor der Anstalt: Dr. Tamás v. Szontagh im Oktober 1923 um seine Pensionierung bittlich wurde, wonach er mit dem Erlass No. 8121/1923 des kgl. ung. Ackerbauministers ab 30. Juni 1924 in den endgültigen Ruhestand versetzt und ich gleichzeitig mit der Leitung der Anstalt bis zur Ernennung des neuen Direktors betraut wurde. Hieraus erwuchs mir die Aufgabe, auch über das Wirken unserer Anstalt im Jahre 1924 zu berichten.

In dem Zeitpunkt, wo dieser Bericht das Tageslicht erblickt, ist Dr. Baron Franz Nopcsa Direktor der Anstalt und auf Grund einer Vereinbarung mit ihm weichen wir bereits jetzt von der seit 1882 üblichen Form der Jahresberichte ab.

Im Rahmen der Personalien muss ich vor allem den Abgang Dr. Tamás v. Szontagh's erwähnen, der in 1889 in die Dienste der Anstalt getreten war und somit nach 35-jährigem Dienst aus unserem Kreise schied.

Dr. Tamás v. Szontagh widmete den grössten Teil seiner auswärtigen Tätigkeit dem Studium des Királyerdő-Gebirges, dann in der Gesellschaft von Móric v. Pálfy und Pál Rozlozsnik der Reambulation der Bihar-, Béli- und Moma-Gebirge. Mit besonderer Vorliebe arbeitete er auf dem Felde der praktischen angewandten Geologie und sammelte besonders wertvolle und überaus reiche Angaben im Gebiet der Hydrologie. Grösstenteils seinen Bemühungen verdanken wir unsere sehr reiche, noch der Bearbeitung harrende Sammlung von Bohrproben. Während der ganzen Zeit seines Dienstes war ihm sehr viel an der Bereicherung und am Ausbau unseres Museums gelegen: den grössten Teil unserer praktischen Sammlung hatte er zusammengetragen und aufgestellt, desgleichen verdanken wir ihm auch die Zusammentragung unseres terminologischen und dynamogeologischen Materials, das nicht so bald seinesgleichen findet.

Schon unter der Direktion János von Böckh's half er sehr viel bei der Administration der Anstalt mit und während der 10 jährigen

Direktion Ludwig v. Lóczy seniors versah er dieselbe als Vize-direktor fast ausschliesslich.

Nach dem im Herbst 1919 erfolgten Rücktritt Ludwig v. Lóczy seniors in den Ruhestand lastete die Leitung der Anstalt unter den denkbar schwierigsten Verhältnissen auf seinen Schultern. Wer diese traurigen Zeiten kennt und weis, wie der Kommunismus auch unsere Anstalt zugrunde gerichtet hatte, wird sich nicht wundern, dass trotz des besten Willens Jahre nötig waren, bis die Arbeitsfähigkeit der Anstalt allmählich zurückkehren konnte. Gelegentlich seines Rücktrittes in den Ruhestand wurde er durch den Gouverneur Ungarns mit dem Titel des Direktors unserer Anstalt ausgezeichnet. Die Mitglieder mussten sich infolge seines Abganges von einem warmherzigen, durch und durch kollegial fühlenden, guten Freund trennen. Wir wünschen ihm aufrichtig, dass er die wohlverdiente Ruhe lange Zeit hindurch in bester Gesundheit geniessen möge.

Als erfreuliches Ereignis muss ich erwähnen, dass der Geolog I. Klasse Dr. István Ferenczi, der seit 1917 im Dienste der Anstalt steht, endlich als Sektionsgeolog in die VIII. Diätenklasse befördert wurde, andererseits nahmen wir mit aufrichtigem Bedauern von dem Erlass No. 7025 eln. des kgl. ung. Ackerbauministers Kenntniss, mit dem er den Sektionsgeologen Dr. Géza von Tóborffy im Zusammenhang mit der Verminderung des Personalstandes ab 30. Juni 1925 in den provisorischen Ruhestand versetzte. Tóborffy wurde in 1911 als Präparator zur Anstalt ernannt, in 1916 zum Geologen, in 1922 zum Sektionsgeologen befördert. Wir bedauern das Ausscheiden unseres geliebten Kollegen aus unserem Kreise aufrichtig, hoffen aber, dass er nach der Festigung unserer wirtschaftlichen Lage wieder zu uns zurückkehren wird.

Warme Ovationen wurden am 1. November dem Oberbergrat und Chefgeologen Gyula Halaváts gelegentlich der 50. Jahreswende seiner Anstellung bei der Kgl. Ung. Geol. Anstalt dargebracht. Er trat am 1. November 1874 in die Dienste der Anstalt und ging nach 44 jährigem Dienst, Ende September 1918 in den Ruhestand, führt aber auch seither — als Fachdiurnist — unsere Bibliothek mit grosser Hingabe und Präzision weiter.

Unser chemisches Laboratorium verlor zwei Laboranten, indem der Fachunteroffizier I. Klasse István Szedlyár Ende Juni auf eigenes Ansuchen in den endgültigen Ruhestand versetzt wurde und der Fachunteroffizier Béla Erdélyi am 26. Juli plötzlich starb. István Szedlyár stand seit 1887, Béla Erdélyi seit 1911 in den Diensten der Anstalt. Beide verdienten durch ihr Pflichtbewusstsein und ihren Fleiss jederzeit die volle Zufriedenheit der Direktion. Der kgl. ung. Ackerbau-

minister übersetzte am 21. August den Fachunteroffizier I. Klasse János Kelemen an ihre Stelle, der aber gelegentlich der Reduktion des Personalstandes ab Ende Juni 1925 über eigenes Ansuchen in den Ruhestand versetzt und bis dorthin beurlaubt wurde. Somit blieb also unser Laboratorium ganz ohne Laboranten.

Im Zusammenhang hiermit muss ich erwähnen, dass unser ernanntes Unteroffizierspersonal durch Todesfälle und Pensionierungen soweit zusammenschmolz, dass die Wertbestände der Anstalt fast ausschliesslich nicht ernannten Hilfsunteroffizieren anvertraut werden mussten, da wir zur Zeit im ganzen 3 ernannte Unteroffiziere haben und auch von diesen einer den Dienst des Portiers versieht.

Von den Mitgliedern unserer Anstalt hielten Oberbergrat Chefgeolog Dr. Aurél Liffa und Sektionsgeolog Dr. Aladár Vendl als ausserordentliche öffentliche Professoren Vorlesungen am Kgl. Josefs Polytechnikum Budapest, u. zw. ersterer aus der Kristallographie und Kristalloptik, letzterer aus der Petrographie. Chefgeolog Dr. Ottokár Kadíć hielt als Privatdozent an der Pázmány Péter-Universität Budapest Vorlesungen über die Paläontologie der Virbeltiere, über die Höhlen Ungarns und deren Urbewohner, ausserdem leitete er osteologische Übungen.

* * *

Aus der Tätigkeit der Anstalt in 1924 muss ich besonders die mit Genehmigung des kgl. ung. Ackerbauministers am 18—19. März abgehaltene agrogeologische Konferenz hervorheben.

Bei der Zusammenrufung dieser Konferenz schwebte uns das Ziel vor, die amtlichen Kreise, sowie auch die praktisch tätigen Fachleute auf die grosse Wichtigkeit der agrogeologischen und pedologischen Untersuchungen nicht bloss für die Wissenschaft, sondern auch für die Landwirtschaft aufmerksam zu machen, sowie auch die gegenüber diesen Untersuchungen gestellten Anforderungen und Wünsche der Landwirte kennen zu lernen. Die bei lebhaftem Interesse abgehaltene Konferenz vereinigte etwa 45 Fachleute aus dem Verband des Kgl. Josefs Polytechnikums, der Ökonomischen Fakultät der Universität Budapest, der landwirtschaftlichen Hochschulen, der Institutionen des Experimentwesens, der Landwirtschaftlichen Kammern, der Gärtnerischen Lehranstalt, der Landes Wasserbauverwaltung, der Chemischen Institute etc., die einstimmig die Notwendigkeit und die grosse Wichtigkeit der Konferenz feststellten und die öftere Wiederholung derselben als wünschenswert bezeichneten.

In den Sitzungen der Konferenz orientierten vor allem die Mitglieder

der agrogeologischen Abteilung die Versammelten über die bisherigen diesbezüglichen Arbeiten der Anstalt. Orientierende Vorträge hielten: Chefgeolog Imre v. Maros über die Technik der Kartierung, die Anordnung der Bohrpunkte und die Wichtigkeit der Handschächte bei der Feststellung der Bodenprofile; Chefgeolog Dr. Gábor v. László über die speziellen Bezeichnungen (Torf, Szik, Wiesenkalk etc.); Oberbergrat-Chefgeolog Imre Timkó über die petrographische Bezeichnung des Oberbodens, über die Angaben der Karten und die Darstellung der Bodendifferenzen; Oberbergrat-Chefgeolog Henrik Horusitzky über die Geologie des Untergrundes: was im Untergrund darzustellen ist und wie die Differenzen des Untergrundes auf der Karte zum Ausdruck gelangen; und schliesslich Oberbergrat-Chefgeolog Péter Treitz über die klimazonale Bodenübersichtskarte, über die Detailaufnahmen und die monographische Beschreibung der Bodentypen.

Für die Konferenz wurde aus einer vom Ackerbauminister zu diesem Zweck flüssig gemachten, eigenen Dotation ein von Péter Treitz verfasstes, über 4 Bogen umfassendes Heft mit einer Karte unter dem Titel „Magyar áz országos átnézetes klimazonális térképhez“ (Erläuterung zur klimazonalen Übersichtskarte des Landes) herausgegeben.

Nach den Vorträgen entstand bei sehr lebhaftem Interesse eine eingehende, in jeder Hinsicht lehrreiche Diskussion, die alle Zweige der Agrogeologie und der Pedologie, sowie auch deren Zusammenhang mit der Praxis umfasste. Die in der Konferenz geäusserten Wünsche wurden zusammengefasst und dem Ackerbauminister unterbreitet. Hiervon sollen einige Abschnitte auch an dieser Stelle der Öffentlichkeit übergeben werden:

„Die agrogeologischen Aufnahmen betreffend äusserte sich die Konferenz einstimmig dahin, dass diese auch zukünftig in der bisherigen Weise, jedoch unter Berücksichtigung der klimazonalen Bodeneinteilung weitergeführt werden sollen, u. zw. wären durchzuführen:

a) Übersichtliche Aufnahmen auf genetischer und petrographischer (physikalischer) Grundlage im Massstab 1:200.000,

b) Detaillierte Aufnahmen, ebenfalls auf genetischer und petrographischer (physikalischer) Grundlage im Massstab 1:25.000, bei denen auch die verschiedenen, den Interessen der Landwirtschaft unmittelbarer dienlichen, speziellen biologischen, klimatologischen etc. Untersuchungen mit zu verwerten wären.

c) Lokale Aufnahmen auf detaillierteren Kataster-Karten, in monographischer Bearbeitung.

Während die übersichtlichen, ja vom Gesichtspunkt der Landwirtschaft sogar auch die detaillierten Karten bloss zur übersichtlichen Orientierung dienen, könnten die lokalen Aufnahmen, die sich auf die verschiedensten Zweige der Bodenforschung erstrecken, den Interessen der Landwirtschaft unmittelbar dienlich sein.

Sowohl die übersichtlichen, wie auch die detaillierten und die lokalen Kartenaufnahmen sind nach einem gemeinsam festzustellenden, einheitlichen Plan herzustellen.

Die Ausgabe der Karten. Die agrogeologischen Karten wären laut Beschlüssen der Konferenz auf Grund der oben erwähnten Aufnahmen übersichtlich im Massstab 1:200.000, detailliert im Massstab 1:25.000, oder wie bisher 1:75.000 herauszugeben, während der Massstab der lokalen Karten durch die zur Verfügung stehenden Kartenblätter und durch den Grad der Detaillierung der betreffenden agrogeologischen Karte bestimmt würde. Als dringendste Aufgabe bezeichnete die Konferenz die Veröffentlichung der übersichtlichen, sowie der bereits fertigen detaillierten Karten...“

„...Allgemein geäußert wurde der Wunsch, dass bei den herauszugebenden Karten die bisherige Kompliziertheit und Überhäufung der Darstellung zu vermeiden und eine Ausführung zu wählen wäre, die sie auch für den Nichtfachmann verständlich machen würde. Ausserdem hält es die Konferenz für unbedingt notwendig, den Karten auch für den Landwirt leicht verständlich verfasste erläuternde Texte beizufügen, in denen auch jene Faktoren Berücksichtigung finden, die auf der Karte nicht dargestellt werden können (klimatologische, biologische, hydrologische etc. Daten). In diesen Erläuterungen wäre auch ein besonderes Gewicht auf die Mitteilung der im Laboratorium durchgeführten Untersuchungen der auf der Karte vorkommenden Bodenarten zu legen. Es wäre dann dafür zu sorgen, dass die Aufmerksamkeit des landwirtschaftlichen Publikums auf diese Publikationen gelenkt werde.

Untersuchungen in den Laboratorien. Im Zusammenhang mit den obigen Ausführungen erachtet es die Konferenz für unerlässlich, die agrogeologischen Aufnahmen mit Untersuchungen in den Laboratorien zu verknüpfen, aus welchem Grunde das agrogeologische Laboratorium der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt — wenn auch stufenweise — wieder aufgestellt werden muss. Es würden dort zum Teil physikalische, z. T. chemische Analysen nach den in der Wissenschaft derzeit üblichen oder neu einzuführenden Methoden durchgeführt...“

„Die Resultate der in den Laboratorien durchgeführten Untersuchungen würden in Abhandlungen oder Monographien und in leicht verständlicher Fassung auch in den Erläuterungen der Karten veröffentlicht.

Intensiverer Unterricht in der Agrogeologie, resp. Pedologie. Einteilung von Abiturienten der landwirtschaftlichen und Forstakademie zur Kgl. Ung. Geologischen Anstalt. Allen diesen Untersuchungen kann die Konferenz nur in dem Fall eine praktische Bedeutung für die Landwirtschaft beimessen, wenn unser landwirtschaftliches Publikum in der Bodenkunde entsprechender ausgebildet wird. Bei der durchschnittlichen Bildung unserer geschulten Landwirte in dieser Richtung kann man von diesen Untersuchungen kaum praktische Ergebnisse erwarten. Aus diesem Grunde erachtet es die Konferenz für unbedingt notwendig, an den landwirtschaftlichen Hochschulen die Bodenkunde als selbständigen Gegenstand einzuführen, und zwar in der Weise, dass sie an den landwirtschaftlichen Hochschulen einen besonderen Lehrstuhl erhalte, an den landwirtschaftlichen Akademien und Schulen aber als selbständiger Gegenstand vorgetragen würde. Im Zusammenhang mit dieser Frage sprach es die Konferenz als wünschenswert aus, dass jährlich je ein absolvierter Diplomlandwirt und Forstingenieur, der auch in der Chemie und Geologie entsprechend vorgebildet ist, zur Kgl. Ung. Geologischen Anstalt behufs Ausbildung in der Bodenkunde eingeteilt würde.

Nachwuchs. Die Richtung der bodenkundlichen Forschungen erfordert von dem diesem Fach sich widmenden Geologen eine sehr vielseitige Vorbildung. Während man bisher der Ansicht war, dass landwirtschaftliche Fachbildung mit entsprechenden geologischen Kenntnissen, oder geologische Bildung mit landwirtschaftlichen Kenntnissen ausreichen, trat im Fortschritt dieser Wissenschaft während der letzten Jahrzehnte die chemische Fachbildung in den Vordergrund, wobei jedoch auch gründliche geologische, resp. petrographische, biologische und klimatologische Kenntnisse unerlässlich sind, von den landwirtschaftlichen Kenntnissen garnicht zu sprechen. Diese Kenntnisse kann man in der gewöhnlichen Studienzeit an keiner der bestehenden Hochschulen erwerben.

Bezüglich des zukünftigen Nachwuchses der Agrogeologen liegt es im Interesse der Anstalt solche junge Leute in ihren Status aufzunehmen, die in jeder Hinsicht über entsprechende Vorkenntnisse verfügend, diese Wissenschaft weiter zu fördern fähig sind. Aus diesem Grunde ist es schon jetzt die höchste Zeit für die Ausbildung neuer junger Kräfte zu sorgen.“

Aus den obigen Ausführungen geht hervor, dass den agrogeologischen Forschungen nach der übereinstimmenden Überzeugung der Kgl. Ung. Geol. Anstalt und der Konferenz nur dann ein praktischer Wert zugeschrieben werden kann, wenn für die dem heutigen Stand der Wissenschaft entsprechende Ausführung der Untersuchungen eine entsprechende neue Generation von Pedologen und für das Verständnis der Ergebnisse dieser Untersuchungen entsprechend ausgebildete Landwirte erzogen werden. Aus diesem Grund wäre dringend zu sorgen: 1. Für die Ausbildung junger Kräfte. 2. Für die entsprechende materielle Unterstützung der Aufnahmen. 3. Für die Veröffentlichung der bereits fertigen Karten in Begleitung von auch für Landwirte verständlichen Erläuterungen. 4. Für die sukzessive Ausrüstung der physikalischen und chemischen Laboratorien der Anstalt. Nicht minder wichtig wäre jedoch auch: 5. Ein intensiverer Unterricht in der Bodenkunde an den landwirtschaftlichen Schulen niederen und höheren Grades. Hiermit würde die Einteilung je eines absolvierten Diplomlandwirtes und Forstingenieurs behufs Weiterbildung zur Kgl. Ung. Geologischen Anstalt zusammenhängen.“

* * *

Die einzelnen Ministerien und Behörden nahmen auch im verflossenen Jahr häufig die Fachgutachten unserer Anstalt in Anspruch. Ein solches wurde u. a. dem Finanzministerium über den Erzvorrat der auf den abgetrennten Gebieten gelegenen Metallgruben, sowie dem Finanz- und dem Handelsministerium über die Frage vorgelegt, welche Produkte des Borsoder Kohlenreviers als Lignite bezeichnet werden können. Die Entscheidung dieser Frage war deshalb hochwichtig, weil die Lignite bei den Staatsbahnen eine bedeutende Begünstigung im Tarif geniessen. Wir ergriffen diese Gelegenheit um darauf hinzuweisen, dass die Kohlen des Borsoder Beckens, die in letzterer Zeit in zahlreichen kleineren Gruben in sehr grossen Mengen aufgeschlossen und zutage gefördert werden, zwar als Braunkohlen qualifiziert, jedoch bei weitem nicht mit den Braunkohlen der Umgegend von Salgótarján, Dorog, Tata etc. gleichwertig sind.

Falls für diese schwächeren Kohlen derselbe Tarif wie für die übrigen angewendet wird, müssen die Borsoder Gruben unbedingt zugrunde gehen. Das richtige ökonomische Prinzip wäre aber dahin zu trachten, nicht unsere bescheidenen Vorräte an guter Braunkohle in solchen Fällen zu gebrauchen, wo auch die schwächere entsprechen würde, sondern durch Begünstigungen das Bestehen der schwächere Kohlen produzierenden Gruben zu unterstützen, weil es uns hierdurch möglich wird, mit dem besseren Heizmaterial zu sparen.

* * *

In unserem vorigjährigen Bericht wurde bereits erwähnt, dass wir endlich unser Museum soweit in Ordnung bringen konnten, dass wir es Ende Juni 1923 dem grossen Publikum öffnen konnten. Wir können mit Befriedigung berichten, dass sowohl das Publikum, wie auch die Schüler hauptstädtischer und Provinzschulen unter der Führung ihrer Lehrer unser Museum in sehr ansehnlicher Anzahl besuchten und trotzdem es wegen Mangel an Heizmaterial während der Wintermonate geschlossen war, die Zahl der Besucher vom 24. Juni 1923 bis Ende 1924 auf etwa 7300 veranschlagt werden konnte. In allen Fällen, wo gruppenweise Besuche angemeldet wurden, trugen wir immer Sorge, dass die Besucher im Museum durch Geologen geführt werden und fachgemässe Aufklärungen erhalten.

In den Frühjahrsmonaten nahmen wir auch die Ordnung der total durcheinander gewühlten Schubladen-Sammlungen in Angriff, konnten aber nur bis zu einer Gruppierung nach Gebirgen gelangen, innerhalb deren Rahmen die grosse Arbeit der weiteren Ordnung, Etikettierung und Ausmusterung noch eine Aufgabe der Zukunft bleibt.

* * *

Es ist hier noch das Palais der Anstalt zu erwähnen, an dem seit langen Jahren diesmal zuerst wieder gründlichere Reparaturen vorgenommen wurden. Dies ist aber bloss der Anfang, da noch sehr viele kostspielige Renovierungsarbeiten nötig sind, indem am nunmehr 25 Jahre alten Gebäude bisher noch keine wesentlichen Reparaturen vorgenommen wurden. Die wesentlichsten Renovierungen des verflossenen Jahres umfassten die Unterstützung der nordöstlichen Ecke des Gebäudes und den Austausch der Kessel der Zentralen Heizung. Die Nordostecke des Palais sank nämlich infolge unrichtiger Fundamentierung in einer Länge von 10—12 m so beträchtlich, dass zur Sicherung des Gebäudes dieser ganze Abschnitt unbedingt aus einer Tiefe von 6.80 m gestützt werden musste.

Die Kessel unserer Zentralheizung dienten durch 25 Heizperioden und wurden in den letzten Jahren gänzlich unbrauchbar. Vollkommen neue, moderne Kessel konnten leider auch diesmal nicht eingebaut werden, das Kgl. Ung. Ackerbauministerium überwies uns aber 2 kaum gebrauchte Kessel des Ampelologischen Institutes mit je 60 m² Heizfläche. Der Einbau wurde bis Anfang Dezember beendet, so dass wir im übrigen Teil des Winters die Arbeitsräume der Anstalt bereits regelrecht beheizen konnten.

Ausserdem wurden gründlichere Reparaturen auf dem Dach des Gebäudes vorgenommen, ferner wurden auch noch die äusseren Teile der Fenster und Rollvorhänge neu gestrichen.

* * *

Aus der uns zur Verfügung stehenden geringen Dotation ergänzten wir, so weit es möglich war, unsere Bibliothek und trachteten mit wirksamer Unterstützung seitens verschiedener Privatunternehmungen auch von unseren Publikationen etwas herauszubringen.

Zur Ausgabe hauptsächlich praktischen Zwecken dienlicher Arbeiten spendeten Magyar Általános Köszénbánya R. T. 2 millionen, Borsodi Bányatársulat 5 millionen, Rimamurányi-Salgótarjáni Vasmű Rt. T. 3 millionen, Budapestvidéki Köszénbánya R. T. 3 millionen, Hungária Köszénbánya R. T. 70.000 Kronen, insgesamt 13,070.000 Kronen. Im Jahre 1924 wurden die folgenden Arbeiten (sämtliche in ungarischer Sprache) herausgegeben:

Pál Rozlozsnik: Bevezetés a nummulinák és assilinák tanulmányozásába (a M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve, Bd. XXVI, Heft 1).

Dr. Móric v. Pálffy: A Rudabányai hegység geológiai viszonyai és vasérclepei. Anhang: Dr. József v. Sümeghy: Szalonna és Martonyi forrásmészakőfaunája (a M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve, Bd. XXVI, Heft 2).

Péter Treitz: Magyarázó az országos átnézetes klimazonális talajtérképhez (a M. Kir. Földtani Intézet Kiadványai).

Pál Rozlozsnik: A tatabányai szénmedence bányaföldtani térképe (1:12.500).

Unsere Bibliothek und Kartensammlung wurde auch in diesem Jahr hauptsächlich durch Tauschobjekte ergänzt. Für den Einkauf von einzelnen Werken konnten wir von unserer geringen Dotation nur kleine Summen verwenden.

* * *

Auf die Angelegenheit der detaillierten Landesaufnahmen übergehend, kann ich mit Freude berichten, dass sich im Vergleich mit dem vorigen Jahr in dieser Hinsicht eine Besserung zeigte, indem die Geologen 2 volle Monate auf ihren Arbeitsgebieten verbringen konnten. Diese verhältnismässig lange Arbeitszeit konnte nur dadurch erreicht werden, dass 4 Mitglieder der Anstalt nicht an den Landesaufnahmen teilnahmen, sondern im Auftrag des kgl. ung. Handelsministers die Schätzung der Kohlenvorräte unserer inländischen Reviere fortsetzte, so dass die ursprünglich für sie bestimmten Pauschalgehälter unter den übrigen Geologen der Anstalt verteilt werden konnten.

Mit der Registrierung der Kohlenvorräte waren Dr. Móric v. Pálffy in der Gegend von Nagymányok, Váralja, Szászvár und Komló, Pál Rozlosnik im Bakony-Gebirge, in der Gegend von Ajka und Noszlop, ferner von Nagybátony, Baglyasalja und Mizserfa, Dr. Zoltán Schréter im südlichen Teil des Bükk-Gebirges und im Borsoder Becken, schliesslich Dr. Károly Roth v. Telegd im Salgótarjáner Kohlenbecken und in der Gegend von Brennberg beschäftigt, die ihrem Auftrage gemäss ihre Berichte unmittelbar dem Handelsminister vorlegen werden.

ZUR GEOLOGIE DES GEBIETES DER HAUPT- UND RESIDENZ-STADT BUDAPEST.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Henrik Horusitzky.

Die detaillierte geologische Aufnahme des Gebietes der Haupt- und Residenzstadt Budapest wurde im Frühjahr 1917 in Angriff genommen. Meine Direktion betraute mich mit dem Studium des am linken Ufer der Donau gelegenen Teiles. Ich arbeitete während des Sommers im östlichen Teil der Hauptstadt, von der Gegend des Kereszturi-dülő und des Friedhofes in W-licher Richtung bis zur Kozma-Gasse. Aufschlüsse sind hier ausser den Gräbern des Friedhofes kaum vorhanden, so dass ich mich nur auf Grund von Bohrungen über den Untergrund orientieren konnte. Die tiefsten in dieser Gegend erreichten Schichten sind pannonischen (pontischen) Alters und werden von einem levantinischen Schotterkegel überlagert. Ihre gemeinsame Decke bilden der schotterige und der lockere Sand des Pleistozäns. Einige Niederungen sind durch holozäne Geschiebe bedeckt.

PANNONISCHE STUFE.

Am Aufbau des östlichen Teiles der Hauptstadt sind als älteste Schichten die pannonischen Ablagerungen beteiligt. Auch von diesen konnten nur die obersten Schichten konstatiert werden, die auf Grund ihrer wellenförmigen Lagerung als Sedimente zu betrachten sind, die z. T. von im Rückzug begriffenen Wässern, z. T. im seichten Binnensee, in der Umgebung der aus demselben herausragenden Hügel zur Ablagerung gelangten. Die nahezu horizontalen Ablagerungen des Sees sind auf die tieferen Horizonte beschränkt und nur aus den tieferen Aufschlüssen bekannt. Spuren der pannonischen Sedimente sind in den Parzellen XLII und XLIII des israelitischen Friedhofes, sowie ausserhalb der Einfriedung, in der verlassenen Schottergrube anzutreffen. In den Gräbern der genannten Parzellen kommen in einer Tiefe von 1.3—2 m graulicher Sand und tonige Mergelbänke vor. Ähnliche Verhältnisse sind auch in den Parzellen 198—200 des christlichen Friedhofes anzutreffen.

In den Parzellen 203 und 205 brach am Boden mancher Gräber das Wasser hervor. Überall, wo unter dem Schotter die pannonischen Schichten angetroffen werden, sind die letzteren wellenförmig gelagert und ineinander gefaltet. Die schönsten Beispiele hierfür konnte ich in den Parzellen 2 und 3 des christlichen Friedhofes beobachten, wo der Schotter an dem einen Ende eines 2 m langen Grabes kaum 20 cm mächtig war, am anderen Ende jedoch bereits bis zum Boden hinabreichte.

Die Krypten sind angeblich bereits sämtlich in bläulichgrauen Ton gegraben. Vor der Einführung der Wasserleitung standen im Friedhof mehrere gegrabene Brunnen im Gebrauch, so z. B. an den folgenden Stellen des christlichen Friedhofes: einer beim alten, einer beim neuen Aufbahrungsgebäude, ein dritter an der Ecke der Parzellen 3 und 5, sowie je einer auf den Parzellen 16, 31, 35, 38, 44, 59, 64, 66, 70, 78, 90, 98, 105, 123, 127 und 166. Die Tiefe dieser Brunnen wechselt zwischen 8—10—14—16 m. Der in der SW-Ecke der Parzelle XIV des israelitischen Friedhofes gegrabene Brunnen war 18 m tief und ausser diesem standen noch zwei in der Gegend des Aufbahrungsgebäudes und einer in der SW-Ecke der Parzelle XXXI dieses Friedhofs im Gebrauch. All diese gegrabenen Brunnen lieferten ausreichende Wassermengen, die aus den pannonischen Schichten herstammten. Da diese Brunnen sämtlich zugeschüttet wurden, besteht kaum mehr eine Hoffnung auf die Eruierung ihrer Profile. In neuester Zeit beabsichtigt man in der hauptstädtischen Erholungsanlage, die in dem diesen Stadtteil umgrenzenden Waldstreifen eingerichtet wurde, einen Brunnen zu graben.

DER LEVANTINISCHE SANDIGE SCHOTTER.

In diesem östlichen Abschnitt der Hauptstadt war dieses Sediment bisher noch nicht bekannt, jedenfalls wurde es in der Literatur nirgends erwähnt und auch auf den Karten nicht verzeichnet. Ich selbst zögerte anfänglich, ob ich den dort beobachteten Schotter in das Levantikum, oder aber in das Pleistozän stellen soll? Nachdem ich aber die schon seit langer Zeit bekannten, unzweifelhaft levantinischen Schotter von Rákoshegy und Szentlőrinc besucht hatte, entschied ich mich auf Grund der vollkommenen Ähnlichkeit auch die Schotter der Umgebung des Friedhofes in das Levantikum zu stellen.

In postpannonischen Zeiten bewegten sich vom NW her grosse Wassermassen gegen das Becken des Grossen Ungarischen Alföld (Tiefebene), deren mitgebrachte Schottermassen auch in der Gegend der Friedhöfe zur Ablagerung gelangten. Wegen der Kürze dieses Zeitabschnittes, besonders aber infolge der späteren Erosionen ist diese Schot-

terlage hier nirgends besonders mächtig. Ihre grösste Mächtigkeit scheint sie am höchsten Hügel (154 m) des in Rede stehenden Gebietes zu erreichen, u. zw. neben dem Berde'schen Grundstück (auf der alten Karte „Sprengstoff-Fabrik“), wo der Schotter 2—5 m mächtig ist.

In den Gräbern der Friedhöfe, sowie in der kleinen Schottergrube der Parzelle 198 des christlichen Friedhofes und in deren Nachbarschaft hört der Schotter meist in einer Tiefe von 2 m bereits auf. Längs der 140 m-Isohypse und an den steileren Hängen einzelner Sandhügel lässt sich der Schotter z. T. auf Grund der Häufigkeit der Gerölle im Oberboden, z. T. in den Bohrungen gut verfolgen. Derselbe Schotter tritt auch längs der Eisenbahnlinie Rákos-Ujszász, an der Grenze der Stadt zutage. Da dieser Schotter die Umgebung der Höhenkote 154 m nach allen Richtungen bedeckt, wurde er in den Friedhöfen an manchen Stellen ausgebeutet. Schottergruben befanden sich auf den Parzellen XXVIII, XXIX und XXXI des israelitischen, sowie auf den Parzellen 17, 72, 108 und 109 des christlichen Friedhofes. Da aber der Schotter nirgends eine grössere Mächtigkeit erreichte, wurden die Gruben nach dem Abbau der Schotterschicht wieder zugeschüttet. Ich konnte mich davon überzeugen, dass der untere Horizont des Schotters oft mit dem darunter folgenden Ton vermischt ist, so dass sich zwischen den beiden nicht überall eine scharfe Grenze festlegen lässt. Trotzdem die Schotterschicht auch gegen oben nicht scharf begrenzt ist, verursacht ihre Kartierung dennoch keine grösseren Schwierigkeiten.

Der Schotterkomplex ist ziemlich stark mit Sand vermischt, also eigentlich als sandiger Schotter zu bezeichnen. Er besteht fast ausschliesslich aus Quarz und quarzitischem Sandstein. Die einzelnen Gerölle sind entweder durch Kalk, oder durch Linonit inkrustiert und stellenweise zu einem Konglomerat verzementiert. Der levantinische Schotter zeigt auch im übrigen ein ziemlich festes Gefüge, so dass sein Abbau eine schwere Arbeit bedeutet. Es ist schliesslich noch zu erwähnen, dass ich im Schotter Trachyt-, resp. Andesit-Gerölle selbst in verwittertem Zustand nicht vorfinden konnte.

PLEISTOZANER (DILUVIALER), SCHOTTERIGER UND LOCKERER SAND.

Dieser überlagert entweder den oben beschriebenen levantinischen sandigen Schotter, oder die pannonischen Schichten. Der Komplex besteht vorwiegend aus Sand und enthält nur hier und da Gerölle, die aus dem Levantikum herkommen. Der diluviale Schotter stellt somit nicht etwa die Terrassenbildung irgend eines Wassers, oder den Rest einer

solchen dar, sondern ist nichts anderes, als ein umgelagerter pliozäner Schotter.

Zerstreute Gerölle sind mit Ausnahme einzelner Sandhügel beinahe im ganzen Gebiet anzutreffen, so dass man hier eher von schotterigem Sand sprechen kann. Der Sand ist gewöhnlich dunkelgelb bis orange-farbig, etwas gröber, wie der pliozäne und nicht so fest gefügt.

Zwischen der Kereszturi-Strasse und dem Alluvium des Rákos-Baches ist ein etwas heller gefärbter Sand anzutreffen, der mit Ausnahme der unmittelbaren Nähe der Strasse kaum noch Gerölle enthält und vielleicht mit dem höher gelegenen Sand nicht einmal mehr identisch ist.

Wie erwähnt, ist der den pliozänen Schotter überlagernde, spärliche Gerölle enthaltende Sand rostrot gefärbt. Dies verweist auf eine Klimazone des Waldes, wo das Gebiet längs der Wässer von Auen bestanden war.

In der zweiten Hälfte des Pleistozäns, als ein trockeneres Klima folgte, baute der Wind Hügel aus dem Sand und die Umgebung von Keresztur wurde in ein Flugsandgebiet verwandelt. Zur Brechung der Kraft des Windes und somit zur Verhinderung der weiteren Bewegung des Flugsandes, wurde im vergangenen Jahrhundert ein 200 m breiter Waldstreifen gepflanzt, der die Grenze der Hauptstadt von der Jászberényi-Strasse S-wärts bis zum Hármashatárpont (Dreihotterpunkt) und von hier gegen NW bis Szentlőrinc umgürtet. Der höchste Sandhügel liegt bei dem Hármashatárpont, 149 m ü. d. M., wo ein aus dem Jahr 1738 stammender Granitblock die Grenze der Stadt bezeichnet. Ein ähnlicher Block aus demselben Jahr steht an der gegen Szentlőrinc ziehenden Grenze, am NW-Ende des Wäldchens.

Die zurzeit noch als Äcker benutzten Teile der Friedhöfe weisen Sandhügel auf und auch gegen die Eisenbahn hin sind noch einige aus lockerem Sand bestehende Hügel anzutreffen. Sonst wurde das ursprünglich wellige Terrain bereits eingeebnet. Die Sanddünen ordneten sich der vorherrschenden Windrichtung entsprechend in NW—SO-licher Richtung. Ihr Liegendes besteht aus den pannonischen Sedimenten, die in einer Tiefe von 2—5 m bereits zu erreichen sind. Der pleistozäne Sand zieht sich auch auf den levantinischen Schotter hinüber, wo er aber kaum $\frac{1}{2}$ m mächtig ist. An solchen Stellen ist der Sand selbstverständlich etwas schotteriger, d. h. er zeigt verstreute Gerölle. Einen solchen Aufschluss sah ich auf der Parzelle 198 des christlichen Friedhofes. In einzelnen Niederungen ist der pleistozäne Sand etwas gebundener und da unter demselben in nicht grosser Tiefe wassersperrende

oder minder durchlässige pannonische Schichten folgen, auch etwas nässer.

HOLOZÄNE (ALLUVIALE) BILDUNGEN.

Wo in der levantinischen oder pleistozänen Decke durch die Einwirkung des Wassers oder Windes Vertiefungen zustande kamen, sind alluviale Ablagerungen anzutreffen. Diese bestehen meist aus eingewehtem Material, das einen tonigen Charakter aufweist. In diesen Niederungen steht das Grundwasser in der Nähe der Oberfläche und kann diese sogar erreichen. Es bildeten sich an solchen Stellen Sümpfe mit Rohr und Schilf, so z. B. östlich von der Drasche-Ziegelfabrik, in der Nähe der äusseren Jászberényi-Strasse. Eine ähnliche Vertiefung mit ovalem Umriss ist auch zwischen den Eisenbahnlinien von Losonc, resp. Ujszász, zu Füßen eines neben der letzteren befindlichen Sandhügels anzutreffen.

Sonstige alluviale Bildungen sind — vom Tal des Rákos-Baches und von den Kulturböden abgesehen — im Kereszturi dűlő und in der Umgebung der Friedhöfe nicht vorhanden.

AUFSCHÜTTUNGEN.

Ich kann hier die Planierung des Gebietes der Friedhöfe, namentlich die Abtragung der einzelnen Sandhügel und die Aufschüttung der zwischen denselben gelegenen Tälchen, sowie die Einebnung der Sand- und Schottergruben nicht unerwähnt lassen. Solchen begegnete ich im Laufe meiner Aufnahmen auf städtischen Gebieten sehr oft, da die für Bauzwecke in Anspruch genommenen Gelände nach Möglichkeit immer planiert werden. Die Wichtigkeit der aufgefüllten Gebiete von den Gesichtspunkten der Bauunternehmungen und der allgemeinen Hygiene ist allgemein bekannt. Eben deshalb hielt ich es für angezeigt, dieselben auch auf der Karte zu veranschaulichen, ferner nach Möglichkeit festzustellen, wie tief die zugeschütteten Gruben waren, welche Ablagerungen sie aufschlossen und mit welchem Material dieselben eingeebnet wurden.

Die Planierung des Geländes der Friedhöfe erforderte bereits sehr viel Arbeit. Das ursprünglich wellige, sandhügelige Gebiet ist zurzeit fast vollkommen eben. Zur Schotterung der Wege wurde das an Ort und Stelle auffindbare Material verwendet, die ausgebeuteten Gruben wurden sodann wieder zugeschüttet.

Die Aufschüttungen sind aber hier nirgends beträchtlich: ihre Mächtigkeit beträgt in den Schottergruben 1—2, in den natürlichen Vertiefun-

gen 0.20—0.50 oder höchstens 1 m. Zur Einebnung des Geländes wurde das Material der Sandhügel, zum Zuschütten der Schottergruben der Abfall der Friedhöfe (vertrocknete Kränze, Blumen, etc.) verwendet. Aufschüttungen fanden ausser den erwähnten Schottergruben auch noch auf den Parzellen 77, 83, 84, 95, 99, 146—150, 166, 171, 187, 188, 195, 196, 220 und 221 des christlichen, I, II, V, IX, XI, XIV und XV des israelitischen Friedhofes statt.

ÜBER DIE GEOLOGISCHEN ALTERSGRENZEN DES OLIGOZÄNS IN DER UMGEBUNG VON BUDAPEST.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Dr. Géza v. Tóborffy.

Max v. Hantken¹ identifizierte in den siebziger Jahren des verflossenen Jahrhunderts die Foraminiferen des Budaer (Ofner) Mergels und des Kisceller (Kleinceller) Tones mit der Mikrofauna der sog. Bryozoen- und Nummulinen-Kalksteine und stellte auf dieser Grundlage die bishin für obereozän angenommenen oberen Bryozoenkalke als analoge, in der Fazies abweichende Bildungen neben den Budaer Mergel. Tatsächlich stimmen die Mikrofaunen der erwähnten Bildungen, wenn auch nicht quantitativ, so doch qualitativ fast vollkommen überein.

Heute, wo wir im klaren darüber sind, dass die Foraminiferen als Leitfossilien zur engeren Umgrenzung des geologischen Alters überhaupt kaum in Betracht gezogen werden können, verlieren die Argumente Hantkens sehr viel von ihrer Überzeugungskraft.

Die von Vogl² erwähnten, sicher bestimmbareren höheren Mollusken, die sowohl im Bryozoenkalk, wie auch im Budaer Mergel nachgewiesen wurden, können meiner Ansicht nach höchstens Verbindungsglieder darstellen, begründen aber die Vereinigung der beiden Bildungen nicht hinlänglich.

Franz Schafarzik³ bestätigt die bereits von Hofmann anerkannte Tatsache, dass im Budaer Mergel zwar bryozoenführende Kalkmergelbänke wiederholt auftreten, in denen sich die Fauna des Bryozoenmergels lückenhaft wiederholt, schreibt aber diesen Umstand auf Grund der Beständigkeit der Arten dem allmählichen Übergang der Fauna des Bartonien in die Ligurische Stufe zu.

¹ Hantken, M. v.: Der Ofner Mergel (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. II, Pest, 1873).

² Vogl, V.: Az eocén és oligocén képződmények határa Budapest környékén. (Die Grenzen d. eoz. u. oligoz. Bildungen i. d. Umgeb. v. Budapest. Koch-Album, Budapest, 1912. Nur ungarisch.)

³ Schafarzik, F.: Die Umgebung von Budapest und Szt. Endre. (Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Länder der Ung. Krone, Budapest, 1904.)

Die grosse faunistische Ähnlichkeit des Budaer Mergels und des Kisceller Tones wurde vielfach nachgewiesen, in die gleiche Fazies können sie aber dennoch nicht gestellt werden, weil in den bekannten Profilen der Ton überall im Hangenden des Mergels auftritt und in keiner Schichtenserie als Stellvertreter desselben anzutreffen ist.

Anders verhält sich der Hárshgyer (Lindenberger) Sandstein den obigen Bildungen gegenüber. Als gröbere litorale Ablagerung scheint er eine randliche Bildung des oligozänen Meeres darzustellen, die — obzwar in ihrer Zusammensetzung das von den Strömungen zusammengetragene allochtone Quarzmaterial vorherrscht — auf Grund unserer heutigen Kenntnisse getrost als Äquivalente des Budaer Mergels angenommen werden darf.

Mit dem Sinken des Meeresspiegels tauchten in zeitlicher Reihenfolge zuerst die litoralen, groben Ablagerungen (Hárshgyer Sandstein und Konglomerat), dann der ufernahe, aus seichtem Meer herstammende, kalkige Mergel (Budaer- und Ürómer Mergel) und schliesslich der auf eine relativ grössere Tiefe verweisende, plastische Kisceller Ton an die Oberfläche herauf. Da die Sedimentation in einem und demselben Becken erfolgte, müssen wir annehmen, dass die im tieferen Meer unter anderen Lebensbedingungen zur Ausbildung gelangte Fauna die litorale Fauna überlebte. Hierdurch lässt sich auch das Übergreifen der Faunen dieser Bildungen ineinander erklären.

Die Auffassung H a n t k e n s, wonach der im Liegenden der oligozänen Bildungen auftretende und für eozän angesehene Nummulinenkalk, resp. Bryozoenmergel faunistisch ebenfalls in das Oligozän zu stellen wäre, scheint durch die Ähnlichkeit des Gesteinsmaterials, sowie durch die ausnahmslose Konkordanz der Lagerung unterstützt zu werden (Szépvölgy und Nebengräben).

Man darf aber den Umstand nicht ausser Acht lassen, dass diese jüngeren Bildungen unmittelbar auf den viel früher entstandenen und verfestigten Triasdolomiten und Kalksteinen, u. zw. im geologischen Zeitmassstab ziemlich rasch nacheinander zur Ablagerung gelangten und dass die das Budaer Gebirge zertrümmernden tektonischen Bewegungen nach dem Oligozän erfolgten.

Die tektonische Tatsache aber, dass der Orbitoiden- und Nummulinenkalk, der Bryozoenmergel und die oligozänen Bildungen durch die späteren Bewegungen gemeinsam gefaltet wurden, beweist nur, dass alle diese Bildungen auch ihrem Material nach eher zu einander, als wie zum massigen Dolomit gehören. Der Hárshgyer Sandstein nahm als randliche Bildung an den postoligozänen Bewegungen weniger Teil und die

Niveau-Unterschiede, die sich in seinen inselförmigen Vorkommnissen beobachten lassen, dürften eher auf die nachträgliche Abrasion zurückgeführt werden. Wenn man von den Foraminiferen absieht und nur die höher organisierten Fossilien in Betracht zieht, kann man aus denselben auf eine sehr nahe Verwandtschaft zwischen dem Budaer Mergel und dem Kisceller Ton schliessen. Trotzdem der Budaer Mergel gut erhaltene Fossilien nur spärlich liefert, sind immerhin etwa 30 gut gekennzeichnete Arten bekannt, die in diesen beiden Bildungen egal vorkommen. Von den aus der Umgebung von Budapest bisher bekannten 125-130 unteroligozänen Versteinerungen wurden etwa 50 bisher nur im Kisceller Ton gesammelt.

Dem gegenüber hat die Fauna des Bryozoenmergels insgesamt nur 14 Formen mit der Gesamtfaua der oligozänen Bildungen gemein und auch von diesen stimmen bloss 2 mit den Fossilien des Hárshegyer Sandsteines überein, mit denen sie infolge ihrer biologischen- und Altersverwandtschaft am meisten übereinstimmen müssten. Bekanntlich haben beide Ablagerungen einen litoralen Charakter und auch in der Zeit ihrer Entstehung stehen sie einander näher, wie der Bryozoenmergel den übrigen oligozänen Bildungen, die jedenfalls jünger sind, wie der Hárshegyer Sandstein.

Es kann aber auch die Frage aufgeworfen werden, ob der Hárshegyer Sandstein nicht eine aus dem Eozän zurückgebliebene, randliche Bildung darstellt, die nur auf Grund der unverlässlichen Aufschlüsse für das älteste Glied des unteren Oligozäns gehalten wird? Seine spärlichen Versteinerungen widerlegen dies keinesfalls, da sie auch mit den Fossilien des erwiesenermassen oligozänen Budaer Mergels und Kisceller Tones nur in einem sehr niedrigen Prozent übereinstimmen, während die *Operculina*-, *Orbitoides*-, *Nummulina*- etc. Arten in Begleitung des *Pecten thorenti* als aus dem Eozän bekannte Relikte auch hier anzutreffen sind. In seiner äusseren Erscheinung, besonders in seinen gröberkörnigen Varietäten erinnert er gleichfalls sehr an die aus den Karpaten bekannten eozänen Konglomerate.

Es ist eine petrographische Tatsache, dass auch in ein und derselben geologischen Periode von einander sehr abweichende Gesteinsarten zur Ablagerung gelangten. Solche sind z. B. die litoralen Kalk- und Sandsteine, Konglomerate, die in seichterem Wasser zur Ablagerung gelangten kalkigen oder sandigen Schiefer und schliesslich die tiefmarinen Tone, resp. schieferigen Tone. Aus der Reihe der oligozänen Bildungen würde also nach der Einteilung Hofmanns in der Umgebung von Budapest der typische massive Kalkstein fehlen. Als typischer Kalkstein kann nämlich sogar die kalkreichste Abart des Budaer Mergels nicht be-

zeichnet werden. Dem gegenüber fehlen anderseits die übrigen Glieder neben den als eozän anerkannten benachbarten Nummulinen-, Orbitoiden-, (Orthophragminen-) und Bryozoen-Kalken. Vom petrographischen Gesichtspunkt wäre es demnach begründet, alle diese Bildungen als gleichalterige marine Sedimente zusammen zu ziehen.⁴

Die heutige Einteilung ist willkürlich und eher auf die lokalen Lagerungsverhältnisse aufgebaut, denn nach den Fossilien liesse sich nicht einmal der Hárshgyer Sandstein ohne Schwierigkeiten mit dem Budaer Mergel parallelisieren.

Nimmt man den Hárshgyer Sandstein als Stellvertreter des Budaer Mergels an, so ist man nicht berechtigt den Bryozoenmergel als Äquivalenten des Budaer Mergels zu betrachten, da diese Annahme durch das über den Kóhegy von Üröm gelegte klassische Profil A n t o n v. K o c h's⁵ gänzlich widerlegt wird. Er traf nämlich den dort massenhaft auftretenden Hárshgyer Sandstein unter dem Kisceller Ton, jedoch über dem Nummulinenkalk und dem wohl charakterisierten Bryozoenmergel an. Demnach ist also der Bryozoenmergel älter, wie der Hárshgyer Sandstein; kann also folglich nicht als Analogon des Budaer Mergels dahingestellt werden, welcher letzterer mit dem Sandstein gleichalterig ist, oder diesen in seinem Werdegang sogar überlebt hatte.

Wenn man auch nach alldem den Vorschlag Dr. V. V o g l's befolgend, den Bryozoenmergel noch ins Unteroligozän stellt, wäre es unrichtig, auch die Ansicht H a n t k e n's zu akzeptieren, der den Budaer Mergel und den Bryozoenmergel für identische Bildungen betrachtete.

Eine auffallende Ähnlichkeit zeigt sich in der Ausbildung der Budaer (z. B. Szépvölgyer) oligozänen und z. T. obereozänen Schichtengruppe und der tiroler sog. Haeringer Schichten, sowie auch des Vicentiner und des norddeutschen Oligozäns.

Da nach den Anzeichen sowohl das eozäne, wie auch das oligozäne Meer auf unserem Gebiet in gleicher Weise und kontinuierlich transgredierte, zeigt der Charakter der Tierwelt und des Gesteinsmaterials einen allmählichen, kaum merklichen Übergang. Eben deshalb bin ich der Ansicht, dass die Frage noch nicht bis zur endgültigen Entscheidung gereift ist und dass ihre Klärung noch die sorgfältige Sammelarbeit vieler Jahre erfordern wird.

⁴ O p p e n h e i m, P.: Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona und die oligozäne Transgression im alpinen Europa. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. 48, Berlin, 1896.)

⁵ K o c h, A. v.: Die geologische Beschreibung des St. Andrä-Visegräder und des Piliser Gebirges. (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. I, Pest, 1871.)

REAMBULATION IN DER UMGEBUNG VON BUDAÖRS.

(Auszug aus dem Bericht über die geol. Aufnahme im Sommer 1919.)

Von Dr. Aladár Vendl.

Die Berge der Umgebung von Budaörs ziehen in vier parallelen Zügen von SW gegen NO. Diese sind: 1. Der Kiesberg mit den sich ihm von SW anschliessenden, kleineren Schollen der Westseite des Csiker Grabens. Sie werden meist noch zu den Csiker Bergen gezählt. 2. Die Csiker Berge von der Csiker Puszta bis zu der kleinen Dolomitscholle S-lich Mária Makk. Dieser ist der längste und breiteste Zug. 3. Der Zug des Törökugrató (Türkensprung), Strassberg, Steinberg und der NO-lich vom letzteren befindlichen, 229 m hohen Kuppe. 4. Der Grosse und Kleine Kalvarienberg, sowie der NO-lich von denselben befindliche, 253 m hohe Steinberg. In die Verlängerung der beiden letzten Züge gegen NO fällt der Feuersteinberg, der in NW—SO-licher Richtung verläuft. Diese bilden das Gerüst das ganzen Gebietes und bestehen bekanntlich in ihrer Hauptmasse aus Dolomit. Von NO schliessen sich ihnen der Hochfrankenberg und der Kakukberg an, auf welchem letzterem der Dolomit noch an einer Stelle unter der levantinischen Kalksteindecke zutage tritt.

Diese Züge werden durch Vertiefungen von einander getrennt, die infolge von Grabenbrüchen entstanden und durch jüngere Bildungen: Budaer Mergel und z. T. Kisceller Ton ausgefüllt wurden. Diese im grossen ganzen in SW—NO-licher Richtung verlaufenden Brüche bestimmen auch die Richtung der Höhenzüge. Jeder der letzteren ist aus mehreren Schollen zusammengesetzt, die durch NW—SO-liche (manchmal beinahe N—S-liche) Verwerfungen von einander getrennt wurden.

Der Dolomit ist am N-lichen Teil des Feuersteinberges weiss und enthält Hornsteinknollen, die stellenweise zusammenhängende Schichten bilden. Der südliche Teil führt keinen Hornstein und besteht aus gelblichtrotem Dolomit. Der hornsteinführende Dolomit entspricht ohne Zweifel einem anderen Horizont, wie der rot gefärbte. Das Einfallen des ersteren ist $20^{\text{h}} 20^{\circ}$, des letzteren $15^{\text{h}} 20-30^{\circ}$. Die beiden Schollen gerieten nur infolge von tektonischen Einwirkungen in das

gleiche Niveau. Der Steinberg NNO-lich von Budaörs besteht aus mindestens zwei Schollen: an seinem O-lichen Teil fällt der zucker-körnige, rosafarbige Dolomit unter 20° gegen 19^{h} ein. Dieser Teil wird durch eine von 21^{h} gegen 9^{h} verlaufende Verwerfung vom W-lichen Teil des Berges getrennt, dessen Dolomit auch etwas Hornstein führt und im tiefen Graben ein unter 15° gegen 23^{h} gerichtetes Einfallen beobachten lässt. Diesem schliesst sich an der Westseite des Weges eine kleine, hornsteinführende Dolomitscholle an, die von der vorigen durch Budaer Mergel getrennt ist.

Der Grosse Kalvarienberg besteht aus den folgenden Schollen: dem SW-lichen, kleineren Teil mit dem Einfallen von 20^{h} 20° , der von der Hauptmasse durch einen Sattel und das in denselben eingelagerte Konglomerat getrennt wird. Hier verläuft von 9^{h} gegen 21^{h} eine Bruchlinie, die sich auch weiter gegen NW, über den Steinberg verfolgen lässt. Die Hauptmasse des Berges, auf der die Kapelle steht, fällt unter $15-20^{\circ}$ gegen 23^{h} ein, ihr Dolomit ist z. T. verkieselt, an vielen Stellen konglomeratisch. Diesem schliesst sich gegen O die dritte, aus rotem Dolomit bestehende Scholle mit unter 20° gegen 21^{h} gerichtetem Einfallen an. Eine nahezu N—S-liche Verwerfung trennt diese Scholle vom O-lichen Teil des Kalvarienberges, der ebenfalls aus Dolomit besteht und unter 20° gegen 2^{h} einfällt. Der Fuss des Südabhanges ist am Kalvarienberg im allgemeinen von hartem, kieseligem Budaer Mergel bedeckt, der von der Hauptmasse des Berges die beiden kleinen Dolomitschollen trennt, die längs einer SW—NO-lichen Bruchlinie vom SO-lichen Teil des Berges am Rand der Ortschaft herabsanken. Der Kleine Kalvarienberg ist eine isolierte kleine Scholle.

Der nächste Zug (Steinberg—Strassberg—Törökugrató) besteht aus drei grossen Schollen, die durch mehrere Verwerfungen in kleinere Schollen gegliedert sind. Sehr augenfällig war die Fläche der Verwerfung am Nordostteil des Steinberges, wo an der linken Seite des aus der Ortschaft gegen NW führenden Weges ein Steinbruch aufgeschlossen war. Im Steinbruch konnte eine von 8^{h} gegen 20^{h} verlaufende Verwerfungsfläche beobachtet werden, die unter $80-85^{\circ}$ gegen SW einfiel. In der N-lich von der Verwerfungsebene gelegenen Scholle fällt der Dolomit unter $20-25^{\circ}$ gegen 7^{h} , in der S-lich gelegenen unter 30° gegen 24^{h} ein.

In den 245 m hoch gelegenen beiden Satteln (am Nordostrand des Steinberges) ist als gerade Fortsetzung des den SW-lichen Teil des Grossen Kalvarienberges durchquerenden Bruches eine von 21^{h} gegen 9^{h} gerichtete Verwerfung zu konstatieren. Der kleine Sattel ist durch ein

Konglomerat ausgefüllt, das als die unterste Bank des Budaer Mergels angesehen werden kann und überwiegend aus Dolomit mit sehr wenig Hornstein und wenig Bindesubstanz besteht. Am Ende des Eozäns, resp. am Beginn des Oligozäns ragte der Gipfel des Steinberges als sehr flache Bank gerade noch aus dem Meer heraus, wobei dann der Strandschotter zustande kann, der das Material des Konglomerates lieferte.

Die weitere Fortsetzung des Steinberges setzt sich, nach den gemessenen Einfallsdaten zu urteilen, aus zumindest noch fünf kleineren Schollen zusammen. Seiner Südseite schmiegt sich auch noch eine kleinere Scholle an, die längs des randlichen SW—NO-Bruches disloziert und durch die Schichten des Budaer Mergels von der Hauptmasse des Berges getrennt wurde.

Auch der Strassberg ist durch mehrere Verwerfungen gegliedert. In dem unmittelbar an der S-lichen Seite des Weges befindlichen Steinbruch war eine von 11^h gegen 23^h verlaufende Verwerfungsfläche sichtbar, längs welcher der Dolomit stark zerklüftet ist. Über diesem fällt der zuckerkörnige Dolomit unter 25° gegen 3^h ein. Im Steinbruch des Sattels an der Westseite fällt der Dolomit unter 20° gegen 23^h ein; zwischen diesen beiden kann ebenfalls eine Verwerfung angenommen werden. Die Kulmination des Sattels ist von einem Dolomitskonglomerat bedeckt, das viel Hornstein enthält; nach diesem ist Nummulinenkalk, dann an der Ostseite stark verkieselter Bryozoenmergel anzutreffen. Hier im Sattel, innerhalb der Weingärten lässt sich eine von 22^h gegen 10^h verlaufende Verwerfung annehmen.

Vom S-lichen Teil des Törökugrató ist eine kleine, isolierte Dolomitscholle abgebrochen. Die Masse des Berges ist aus mindestens zwei Schollen aufgebaut, die durch den über den Sattel verlaufenden, im grossen ganzen W—O-lichen Bruch von einander getrennt sind. Im N-lichen Teil fällt der Dolomit unter 25° gegen 22^h ein.

Das Nordostende des Zuges der Csiker Berge ist am Hochfrankenberg durch pannonischen Sand und den darüber folgenden, stellenweise sehr bituminösen, levantinischen mergeligen Kalkstein bedeckt. Derselbe Sand ist auch am Nordteil des Feuersteinberges anzutreffen. Diese Ablagerung beginnt mit einem Konglomerat, dessen erbsen—walnussgrosse Gerölle durch ein rötlichbraunes, eisenoxydhaltiges Bindemittel verkittet sind.

Diese sandige Bildung dürfte ursprünglich ein grösseres Areal bedeckt haben; hierfür sprechen die Spuren, die an einigen Stellen der Csiker Berge anzutreffen sind.

Auch die Csiker Berge sind durch mehrere NW—SO-liche Verwerfungen in Schollen gegliedert. Ein Bruch verläuft über den Sattel zwischen der 314 m hohen Kuppe und dem Ochsenberg, ein zweiter zwischen den Höhenkoten 314 m und 303 m (Einfallen: 6h 150), der die Fortsetzung des am SW-Ende des Strassberges konstatierten Bruches darstellt. Den Sattel des Luckenberges durchquert die Bruchlinie, die den NO-Rand des Strassberges begrenzt. Der Wolfsberg und der Rossberg werden vom Luckenberg abermals durch einen Bruch getrennt, der die Fortsetzung des von 9h gegen 21h über den Hauptsattel des Steinberges verlaufenden Bruches bildet. Der Wolfsberg ist durch einen SW—NO-lichen Bruch von der Hauptmasse der Csiker Berge getrennt.

Der Kiesberg besteht aus mindestens zwei Teilen, die ebenfalls durch eine NW—SO-liche Verwerfung von einander getrennt sind.

Spuren von Thermen sind sehr häufig anzutreffen.

Es ist möglich, dass die kieselsäurereichen Thermen die Eruption irgend eines saueren Gesteins begleitende, postvulkanische Erscheinungen darstellen. Als solche könnte man den ehemaligen transdanubischen Rhyolith in Betracht ziehen, von dem heute nur noch in Mindszentpuszta bei Sárszentmiklós ein kleiner Stiel erhalten ist, während die übrigen Teile in der Tiefe versanken.

Auf die Tätigkeit von Thermen lässt sich auch die Bildung der Kalksteindecke zurückführen, die sich jedoch bereits aus einem Wasser mit niedrigerer Temperatur abgelagert haben dürfte.

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER UMGEBUNG VON AJKA.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1920—1923.)

Von Pál Rozlozsnik.

A) ZUR STRATIGRAPHISCHEN STELLUNG DER KOHLENFORMATION DES CSINGERTALES.

Die Kreideformation des Csingertales wurde zuerst von M. v. Hantken in drei Hauptgruppen unterteilt:¹

I. Untere marine Gruppe mit den drei Unterstufen: Radiolitenkalk, Lithiotiskalk² und Globiconchakalk (Urgonfazies der Unteren Kreide).³

II. Mittlere Süßwasserbildungen mit den Kohlenflözen.

III. Obere marine Gruppe mit den drei Unterstufen: Pecten-Tonmergel, Lima-Mergelkalk und Hippuritenkalk. Die Gruppe II und III wurde der Gosaukreide der Alpen gleichgestellt.

Gegen diese Einteilung sind verschiedene Zweifel lautgeworden. J. v. Böckh lässt die Möglichkeit bestehen, dass durch die kohlenführende Gruppe eine liegende und eine hangende Gruppe von Hippuritenkalken getrennt werden⁴ und dieser Ansicht hat sich gelegentlich der Aufnahme des N-lich von Ajka liegenden Gebietes auch A. Koch angeschlossen.⁵ P. Oppenheim hält es nicht für undenkbar, dass einzelne Teile der Oberkreide als isochron und nur durch Faziesverschiedenheiten voneinander getrennt erkannt werden könnten⁶ und H. Taeger hat tatsächlich in der Umgebung der Gemeinden Ugod,

¹ M. Hantken Ritt. v. Prudnik: Die Kohlenflötze u. d. Kohlenbergbau i. d. Ländern der Ungarischen Krone. Budapest, 1878. p. 176.

² Dr. I. Lőrenthey: Einige Bemerkungen zur „Lithiotis“-Frage. Természettudományi Füzetek. XVIII. 1895. p. 117 (ungarisch).

³ Fr. v. Hauer: Über die Petrefacten der Kreideformation des Bakonyer Waldes. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften. XLIV. Wien, 1862. p. 634.

⁴ J. v. Böckh: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt. III. Budapest, 1879. p. 56.

⁵ A. Koch: Die mesozoischen Bildungen des nordwestl. Teiles des Bakony. Földtani Közlöny. V, 1875, p. 126. (ungarisch).

⁶ P. Oppenheim: Über die Fauna der nichtmarinen Ablagerungen der Oberen Kreide des Csingertales. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 44, 1892, p. 739.

Homokbödöge und Nagytevel einen unteren Hippuritenkalk festgestellt, der stellenweise ausbleibt und durch Süß- und Brackwasserschichten vertreten wird.⁷

Meine Studien haben für das Csingertal die Richtigkeit der Angaben v. H a n t k e n's bestätigt. In der Ausbissregion der Kohlenflöze zwischen der Mündung des Bocskorgrabens und des Emmaschachtes ist im Liegenden allerorts anstehend nur ein hellrötlicher, in der Regel versteinungsloser Kalk anzutreffen. Eine von Mergelstreifen durchwobene Bank desselben zeichnet sich im Bocskorgraben durch das massige Auftreten der *Globiconcha baconica* H a n t k e n⁸ aus.

Die gleiche Lagerung konnte unterirdisch in dem vom Sumpf des Arminschachtes ausgehenden, sog. Steinschlag beobachtet werden. Das basalste Glied der Süß- und Brackwasserbildungen bildet hier eine weisse Breccie, im Liegenden derselben findet sich ein hellrötlicher, dichter, mitunter brecciöser Kalkstein, der von den oberirdisch bekannten Gliedern nur mit den oberwähnten Kalken der Globiconchakalkserie identifiziert werden kann.

In der zwischen der Unteren Kreide und den Gosauschichten vorhandenen stratigraphischen Lücke kann zweifellos auch eine voroberkretazische Denudation platzgegriffen haben. Tatsächlich wird von K. D é r y⁹ und L. v. L ó c z y sen.¹⁰ als Liegendes der Süßwasserbildungen im Querschlag des Hauptschachtes Triasdolomit angegeben. In dem seinerzeit angelegten Profil des Querschlages des Hauptschachtes im Kartenarchiv der Grubenverwaltung finden wir aber nur festen Kalkstein, Kalksteinbreccie und von Kalzit durchaderten weichen Kalkstein verzeichnet, daher die Angaben über das Auftreten von Dolomit als Liegendgestein zu streichen sind.

Die Auflagerung der marinen Hangendgruppe ist oberirdisch Ölich der Bergarbeiterkolonie des Csingertales und in der Umgebung des Hauptschachtes zu studieren. Die Profile der in den Jahren 1922—1924 ausgeführten unterirdischen Aufschlüsse (Neuer Schleppschacht und Wassstollen) haben diese Auflagerung gleichfalls bestätigt.

⁷ Dr. H. T a e g e r: Der Westausgang des eigentlichen Bakony und neue Skizzen aus seinem Zentralteil. Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1914, p. 395.

⁸ M. v. H a n t k e n: Neue Daten zur geol. u. palaeont. Kenntnis des südlichen Bakony, Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt. III. 1879, p. 34.

⁹ D é r y: Beschreibung des ungarischen Kohlbergbaues. Budapest, 1900, p. 116. (ungarisch).

¹⁰ L. v. L ó c z y: Die geologischen Formationen der Balatongegend etc. Resultate d. wiss. Erf. des Balatonsees. Bd. I., 1. Teil. Budapest, 1916, p. 242, Fig. 114.

B) DAS PALÄOGEN DES CSINGERTALES.

Durch die Forschungen J. v. Böckh's und M. v. Hantken's wurde das Auftreten vom Mitteleozän und Priabonien festgestellt. Das Priabonien entwickelt sich aus dem mitteleozänen Hauptnummulinenkalk in der Weise, dass die für das Mitteleozän kennzeichnende *Nummulina perforata* und die Assilinen verschwinden und der Hauptnummulinenkalk durch Orthophragminenmergel abgelöst wird. Letzterer kennzeichnet sich durch das massenhafte Auftreten der *O. pratti*, ferner sind in ihm Asterocyclinen und die *Nummulina incrassata* verbreitet, in manchen Schichten ist auch noch eine kleine Varietät der *N. millicaput* (var. *dufrenoyi*) anzutreffen.¹¹ Im Schachte von Cservár wurde der Hauptnummulinenkalk in einer Mächtigkeit von 100 m, der Orthophragminenmergel aber in einer solchen von 40 m durchteuft.

In den Anfangszweigen der auf der Nordseite der Baláskut genannten Lehne in die Gemeinde Padrag abfließenden Wasserrisse ist mir der Nachweis eines hangenderen, bisher unbekanntes Schichtengliedes gelungen, das dem sog. Budaer (Ofner) Mergel gleichgestellt werden kann.

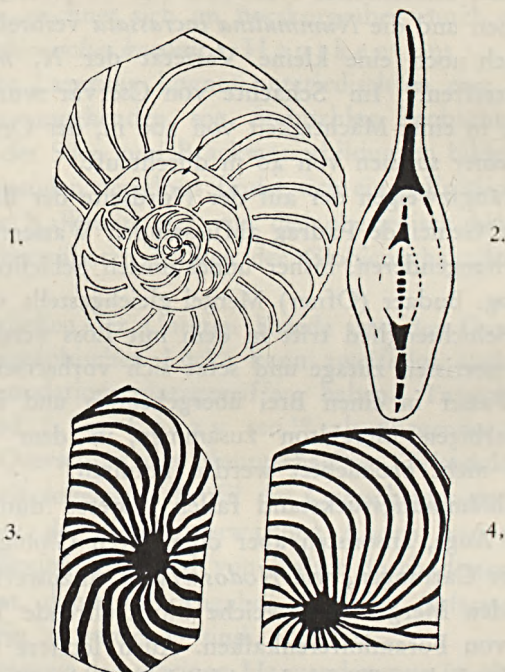
Das neue Schichtenglied tritt in dem mit Löss verdeckten Gelände nur in den Wasserrissen zutage und setzt sich vorherrschend aus einem weichen, mit Wasser in einen Brei übergehenden und im getrockneten Zustand weissfarbigen Mergelton zusammen, in dem makroskopische Versteinerungen nicht beobachtet werden konnten.

In dem Schlämmungsrückstand fallen vorerst dünne Echinoidenstacheln in das Auge, ansonsten aber dominieren Globigerinen, daneben sind auch andere Gattungen, wie *Nodosaria* sp. anzutreffen. Einlagerungen bilden in den Mergeltonen weiche biotitführende Tuffitsande und dünne Platten von Foraminiferenkalken. Auch letztere führen als Produkte einer vulkanischen Tätigkeit reichliche frische Biotitschuppen und klare Quarzkörner. Ihre organischen Reste bilden ausser Echinoidenstacheln, Bryozoen und spärlichen Bruchstücken von Muscheln hauptsächlich Foraminiferen, wie eine winzige gestreifte Nummulinenart, *Orthophragmina pratti* Mich., *O. lanceolata* Schlumb. und eine zwischen Nummulinen und Operculinen stehende Form. Die kleine

¹¹ Über die sonstige Fauna verweise ich auf die Zusammenstellung von L. v. Lóczy: Die geologischen Formationen der Balatongegend etc. pag. 260.

Es mag nur noch erwähnt werden, dass ich den von M. v. Hantken aus dem Priabonien des Csingertales beschriebenen Fischzahn (*Myliobatis superbis*) auch in dem Kalkbruch von Kács am Südrand des Bükkgebirges nachweisen konnte. Das Gestein des Kalkbruches ist ein Nummulinen-Orthophragminenkalk des Priaboniens mit der *Nummulina fabianii* Prever.

Megalosphäre, die Gestalt der Kammern und geringe Anzahl der Windungen, 4 im Maximum weist auf eine *Operculina* hin, die Aufrollung der Schale ist aber vollends involut und die Septallinien stehen nur mit den Elementen der letzten Windung im Zusammenhang. Die Schale erreicht einen Durchmesser von 3.6 mm und eine Dicke von 1 mm. Unsere Form steht der „*Nummulina*“ *operculiniformis* Tellini nahe, welche Art laut Tellini in dem Mittel- und Obertongrien und Stampien von Oberitalien auftritt.¹² Der italienische Typ weist einen dünne-



Operculinella operculiniformis Tell. var. *hungarica* n. var.

1. H uptschnitt; 2. Querschnitt; 3. und 4. Seitenansicht. (Nr. 1 in 23-facher, die übrigen in 15-facher Vergrößerung.)

ren Dorsalstrang, dünnere Septen und eine etwas abweichende, flachere Form auf (0.4 mm Dicke bei einem Durchmesser von 3—4.5 mm). Eine dem italienischen Typ mehr entsprechende Form tritt im Obereozän des Esztergomer Kohlenbeckens auf,¹³ sie ist aber etwas kleiner (Durch-

¹² A. Tellini: Le nummuliti de terziaria del' Italia occidentale. Boll. della Soc. Geol. Italiana, VII, 1888, p. 204, Taf. VIII, Fig. 10—11.

¹³ P. Rozlozsnik: Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. Mitt. a. d. Jahrb. der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, XXVI, Bp. 1927, pag. 148.

messer 1.8—2.4 mm, Dicke 0.6—0.8 mm). Eine der *N. operculiniformis* analogen Durchschnitt besitzende Form des Tongrien der oberitalienischen Lokalität Talamochi wurde von A. Silvestri als *Operculina complanata* Dfr. bezeichnet.¹⁴

Die echte *O. complanata* des Miozäns von Bordeaux, von der wir im Zittel gute Abbildungen finden,¹⁵ weicht aber von den in Rede stehenden Formen wesentlich ab und noch mehr abweichend sind die von Brady abgebildeten und als *O. complanata* bezeichneten rezenten Formen.¹⁶ Wenn wir den Vorschlag Yabe's akzeptieren und die zwischen Nummulinen und Operculinen stehenden Formen als Operculinellen abscheiden,¹⁷ so kann unsere Art von Padrag als ein fossiler Repräsentant dieser Gattung, als *Operculinella operculiniformis* Tellini var. *hungarica* bezeichnet werden.



¹⁴ Dr. A. Silvestri: Considerazioni paleontologiche e morfologiche sui genere *Operculina*, *Heterostegina*, *Cycloclypeus*. Boll. della Soc. Geol. Italiana, XXVI, 1907, Taf. II, Fig. 2.

¹⁵ Dr. K. A. v. Zittel: Grundzüge der Paläontologie. II. Aufl. I. Abt. 1908, pag. 32, Fig. 38.

¹⁶ H. B. Brady: Report on the Foraminifera collected by H. M. S. Challenger etc. 1884, Taf. CXII, Fig. 3—5, 8.

¹⁷ H. Yabe: Notes on Operculina-rocks from Japan etc. The science reports of the Tohoku imp. university, Sendai, Japan. II. Ser. V, 1921, pag. 126.

DAS GEBIET ZWISCHEN DEN BRAUNKOHLLENBECKEN VON ESZTERGOM UND VON TATABÁNYA UND DIE UMGEBUNG DES GRABENS VON MÓR.

(Bericht über die geologischen Aufnahmen in den Jahren 1919—1923.)

Von K. Roth v. Telegd.

Im Jahre 1919 führten wir zusammen mit den Herrn Rozlozsnik, Schréter und Ferenczi die geologische Aufnahme des Braunkohlengbietes der Gegend von Esztergom durch.¹ Z. T. noch im selben Jahre und dann im Jahre 1920 (wo die Aufnahme nur einen Monat dauerte) beging ich das Gebiet südlich, jenseits der Grenzen des eigentlichen Bergbaugbietes, in der Umgebung der Ortschaften Bajna, Szomor und Csabdi. Im Jahre 1921 führte ich Detailuntersuchungen im S-Teile des Vértesgebirges, in der Umgebung von Csákvár, Csákberény und Mór durch, wobei ich die Aufgabe hatte, in erster Linie die Eozänformation und die nutzbaren Lagerstätten (Braunkohle, Bauxit) des Gebietes eingehend zu erforschen. Die Resultate meiner Untersuchungen betreffs der Bauxitlagerstätten von Gánt wurden schon in den Jahren 1922 und 1927 publiziert.² Im Jahre 1922 erstreckten sich meine Untersuchungen ausser Mór noch auf die Gebiete von Kisgyón, Csernye und Fehérvárcsurgó, im N-lichsten Teile des Bakonygebirges.³ Im Jahre 1923 wurde ich bei den montangeologischen Arbeiten beschäftigt, die durch das dem Handelsministerium unterstellte „Komitee für Kohlenhaushalt“ eingeleitet wurden, nahm daher an den geologischen Aufnahmen der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt nicht teil.

Diesmal berichte ich kurz nur über diejenigen meiner Resultate, die anderswo noch nicht publiziert wurden.

¹ Rozlozsnik, Schréter, Roth: Montangeologische Karte 1:7500 der Umg. d. Kohlengruben v. Esztergom. Die montangeologischen Verhältnisse d. Kohlengbietes d. Gegend v. Esztergom. (ungarisch), Budapest, 1922.

² K. Roth v. Telegd: Die Bauxitlager des Transdanubischen Mittelgebirges. Földtani Szemle (Ungarische Rundschau f. Geol. u. Palaeont.) Bd. I, pag. 33. Budapest, 1927.

³ K. Roth v. Telegd: Spuren einer infraoligozänen Denudation am NW-Rande d. Transdanub. Mittelgeb. Földtani Közlöny Bd. LVII, pag. 117. Budapest, 1928.

1. Das Gebiet zwischen den Braunkohlenbecken
von Esztergom und von Tatabánya.

Von diesem Gebiete lag mir eine detaillierte geologische Karte vor, die in den Jahren 1902—1909 durch A. Liffa aufgenommen wurde.⁴ Ich hatte in erster Linie die Aufgabe, eine eingehende Untersuchung der alttertiären Bildungen durchzuführen. Die Aufgabe einer genauen Erforschung der Becken von Héreg—Tarján und Tardos—Tolna wurde dem Kollegen Rozlozsnik zuteil, die Neogenbildungen der Umgebung von Tinnye und Perbál studierte I. Ferenczi.

Im Gebiet SW-lich von den Kohlengruben der Gegend von Esztergom (Dorog, Annavölgy) ragen nur vereinzelte Schollen des obertriassischen Grundgebirges aus der Decke der tertiären Bildungen empor. In der Gruppierung dieser Schollen gelangt die einseitig orientierte Folge der triassischen Bildungen — als zweifelsohne ältester Charakterzug der Tektonik des Gebietes — ebenso deutlich zum Ausdruck, wie im Gebiete von Tokod—Dorog,⁵ oder noch besser weiter SW-lich, im Vértesgebirge.⁶ Bei einem herrschenden Einfallen gegen N, folgen hinter den Schollen des Dachsteinkalkes gegen S solche, die aus dem älteren Hauptdolomit bestehen. So gruppieren sich im Gebiete zwischen den Ortschaften Bajna, Epöl und Sárísáp die Dachsteinkalkschollen dicht nebeneinander, weiter S-lich bestehen aber die Berge Nyulas und Kablás, der Vöröshegy bei Gyermely etc. aus Hauptdolomit. Ausserdem wurden einzelne grössere Schollengruppen auch quer zueinander verschoben.

Die Schollen, welche um die Ortschaft Epöl sich gruppieren, bildeten vor der oligozänen Transgression eine grössere Einheit, die dann nach dem Oligozän sich in die heutigen Schollen auflöste. Eozäne Bildungen fehlen zwischen diesen Schollen und wurden im Gebiet gegen Sárísáp auch in den bis zum Grundgebirge abgeteuften Bohrungen nicht angetroffen. N-lich von dieser Gegend aber, im Gebiet der Nagysáper Senkung konstatierten Tiefbohrungen die Anwesenheit von mitteleozänen Bildungen in beträchtlicher Mächtigkeit, u. zw. in einer Fazies, die nennenswertere Kohlenflöze nicht enthält. Auch an der Oberfläche erscheint das Eozän NW-lich Bajna am Hügel Tisztája, sowie NW-lich Nagysáp am Szétsizta und am Berge Domonkos: dasselbe tritt hier mit den Eozän-

⁴ A. Liffa: Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1902—1909.

⁵ Rozlozsnik, Schréter, Roth: l. c. pag. 15.

⁶ H. Taeger: Die geologischen Verhältnisse des Vértesgebirges. Mitt. a. d. Jahrbuche d. Kgl. Ungarischen Geol. Reichanstalt, Bd. XVII.

bildungen von Mogyorós—Bajót (siehe bei Rozlozsnik) in unmittelbare Verbindung. Im SW-lichen und S-lichen Teil der Epöler Schollengruppe erscheinen dann wieder eozäne Bildungen. Gegen die Mitte des Triaszuges, zwischen dem Örhegy von Bajna und der Puszta Nagyablás treten in einem Sattel Nummulinenmergel auf, die nach Art des Hauptnummulinenkalkes von Tatabánya die Arten *N. perforata*, *striata* und *complanata* (= *millecaput*) zusammen enthalten, weiters fossilere Sandstein und am Rande des Grundgebirges obereozäner Orthophragminen-Nummulinenkalk. Diese Bildungen befinden sich hier in gestörter Lage so, dass ihre gegenseitige Lagerung nicht zu beurteilen war. Schürfungen auf Kohle haben an der O-Seite des Vöröshegy bei Gyermely das Vorhandensein eozäner Brackwasserschichten mit *Cerithium hantkeni* festgestellt,⁷ und bei Szomor kommt zwischen den Schollen des triassischen Grundgebirges — als letzter Ausbiss des Eozäns in SO-licher Richtung, gegen das Budaer Gebirge — obereozäner Nummulinenkalk in sehr beschränkter Ausdehnung vor. NW-lich von der Ortschaft Csabdi, in der Nähe der Puszta Csordakut, sowie am Hársasberge treten wieder Eozänbildungen auf, die schon dem Eozänbecken von Nagynémetegyháza angehören.

Das Becken von Nagynémetegyháza wird von Schollen des Grundgebirges umschlossen und steht nur gegen O offen. An den Rändern der umschliessenden Dolomitschollen kommen an mehreren Stellen Eozänbildungen in litoraler Ausbildung vor. Am Westrand findet man im allgemeinen die Hauptnummulinenkalke des Mitteleozäns, u. zw. kommen in der N-lichen Nähe der gegen W, nach Tatabánya führenden Strasse, sowie in einem Steinbruche O-lich von der Kreuzung dieser Strasse mit der Eisenbahnlinie in diesem Zuge Schichten mit einer schönen Ronca-Fauna vor. Am NO-Rande des Beckens, am Südabhang des Hársasberges sind die Eozänbildungen ebenfalls in ausgedehnter Verbreitung zu finden. Gegen die Mitte des hiesigen Eozänfeldes tritt auch der Hauptdolomit — in ganz geringer Ausdehnung — an die Oberfläche, die direkte Auflagerung von Ostreenbänken ist hier zu beobachten. Das Vorkommen der *Nummulina perforata* in den Eozänbildungen des Hársasberges spricht dafür, dass hier Mitteleozän vertreten ist, die Hauptrolle spielen aber hier die Orthophragminen-Nummulinenkalke des Obereozäns.

Neuere Tiefbohrungen haben im Becken von Nagynémetegyháza das Vorhandensein der gesamten eozänen Serie und auch der basalen

⁷ Nach handschriftlichen Aufzeichnungen von L. Roth v. Telegd.

Kohlenbildung konstatiert und zugleich bewiesen, dass dieses Becken dem Eozänbecken von Tatabánya analog aufgebaut ist.⁸

In einem Vortrag — am 2. Juni 1920 in der Fachsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft — habe ich schon darauf aufmerksam gemacht, dass SW-lich vom Grubengebiet Dorog—Tokod, gegen das Kohlenbecken von Tatabánya zu, noch erhebliche Gebiete vorhanden sind, die betreffs eventueller eozäner Kohlenvorkommen noch zu erschürfen wären.

In der O-lichen Fortsetzung der Südumrandung des Beckens von Nagynémetegyháza tritt als letzte noch die Dolomitscholle der Sternwarte von Bicske an die Oberfläche, sonst breiten sich hier die Neogenbildungen aus. In denselben wurden bei Mány noch Bohrungen abgeteuft, die aber — meines Wissens — die Neogendecke nicht durchstießen und somit nicht entscheiden konnten, ob hier Eozänbildungen noch vorhanden sind, oder nicht.

Am Südrand des Beckens von Nagynémetegyháza kommen an der Strasse nach Bicske Denudationsreste eines Bauxitkörpers vor, die muldenartige Vertiefungen des Hauptdolomits einnehmen und z. T. frei an der Oberfläche liegen, z. T. aber durch Oligozänbildungen bedeckt werden.

Eine grössere Verbreitung besitzen im Gebiet die aus der Lössdecke auftauchenden Oligozänbildungen.

Am Rand der Grundgebirgsschollen — besonders in der Schollengruppe Sárísáp—Epöl—Bajna, doch auch an den Rändern des Beckens von Nagynémetegyháza — begegnet man oft dem Grundgebirge aufgelagerten Rotlehmen, sowie fossilereen, meist buntgefärbten Sandsteinen, Konglomeraten und Breccien von meist ganz geringer Ausdehnung. Diese Bildungen hat schon A. Liffa unter dem Namen „Hárshegyer Sandstein“ ausgeschieden.⁹ Dieselben stammen aus der „infraoligozänen“ Denudationsperiode,¹⁰ bzw. sie markieren die Transgression des Oligozänmeeres.

Die oberoligozänen Komplexe treten entlang von Verwerfungen mit den Grundgebirgsschollen in Berührung. Es herrschen in ihnen mariner Sand und Sandstein vor, die hier und da die charakteristische — doch meist schlecht erhaltene — „*Pectunculus obovatus*-Fauna“ enthalten. In der Umgebung von Annavölgy, Sárísáp und Nagysáp findet man an

⁸ S. Vitális: Bányászati és Kohászati Lapok Jahrg. 1927, pag. 406.

⁹ Liffa: Jahresbericht f. 1903, pag. 254.

¹⁰ Rozlozsnik—Schréter—Roth: l. c. pag. 37.

mehreren Stellen Foraminiferentonmergel als Einlagerungen des marinen Sandes, in meist untergeordneterer Mächtigkeit. Es kommen auch Brackwassereinschaltungen mit *Potamides margaritaceus* Brocc., *Melanopsis hantkeni* Hofm., *Cyrena semistriata* Desh. vor, die hier und da auch Kohlenspuren enthalten (z. B. bei Nagysáp, bei Dág, N-lich Gyermely bei Kabláspuszta und N-lich Csabdi bei Vasztélpuszta). Das Becken von Nagynémetegyháza wird ebenfalls durch Oberoligozän aufgefüllt, die genannten Brackwasserfossilien sind SO-lich der Puszta, an der N-lichen Seite der Strasse reichlich zu sammeln. Die genannten Brackwassereinschaltungen dürfen im allgemeinen der oligozänen Kohlenformation von Tokod—Dorog stratigraphisch nicht gleichgestellt werden, da letztere stets an der Basis des transgredierenden Oligozäns vorkommt. Die wiederholten brackischen Einschaltungen des marinen Komplexes sprechen für Oszillationen des Oligozänmeeres und wurden in ähnlicher stratigraphischer Lage auch in den Tiefbohrungen des Grubengebietes von Tokod—Dorog konstatiert.

Im Raum O-lich von der Linie Csabdi—Szomor—Kirva—Dág folgen die Sedimente der Neogentransgression u. zw. eine durch Längsverwerfungen gegliederte Kalktafel des Sarmatien, die auch die Serie der pannonischen Schichten trägt. Hier fing schon das Arbeitsgebiet des Kollegen Ferenczi an.

Am Südrand der Senkung von Nagysáp erscheinen Kalktuffe. Ein Plateau bestehend aus demselben liegt bei Epöl — im Hangenden des Oberoligozäns — in ca. 200 m Seehöhe. Etwas O-lich von hier, am N-lichen Ende des Babálszólóhegy nimmt ein beschränkteres Kalktuffvorkommen eine etwas tiefere Lage ein und weiter NO-lich, neben der Mühle von Sárísáp dringen heute noch ergiebige laue Quellen an die Oberfläche.¹¹

Den grössten Teil des Gebietes nimmt die pleistozäne Lössdecke ein, am Westrand des Beckens von Nagynémetegyháza aber fängt das Flug-sandterrain von Tatabánya an.

2. Die Eozänbildung der Umgebung des Mórer Grabens.

Der Mórer Graben trennt das S-liche Vértesgebirge vom N-lichen Bakony. Die geologische Detailkarte und die Monographie des Vértes-

¹¹ Rozlozsnik—Schréter—Roth: l. c. pag. 119.

gebirges von H. T a e g e r¹² ermöglichten mir hier sehr eingehende Detailstudien betreffs der Eozänbildungen. Eine geologische Detailaufnahme des N-lichen Bakony führte T a e g e r ebenfalls schon durch, seine Resultate wurden aber — ausser einigen ganz kurz gehaltenen Berichten¹³ — bis jetzt noch nicht publiziert. Da mir ein Einblick in seine Originalkarte nicht möglich war, so war ich gezwungen, meine Untersuchungen im N-lichen Bakony wie in einem ganz unbekanntem Gebiet durchzuführen.

Was das Grundgebirge des Vértesgebirges betrifft, kann ich erwähnen, dass ich in den O-Teilen des Gebirges, — wo dem einseitigen Aufbau gemäss die tiefsten Horizonte an die Oberfläche treten, — die Hornsteinkalke und Dolomite des von S c h r é t e r bei Csákberény entdeckten Raibler Horizonts¹⁴ zwischen Csákvár und Csákberény an mehreren Stellen auffand.

Die Gegend des Mórer Grabens wurde schon gegen Ende des Mesozoikums durch eine Depression eingenommen. Der Raumgewinn des mitteleozänen Meeres gegen diese Depression kann mit dem in der Literatur schon eingebürgerten Namen als „Fornaer Transgression“ bezeichnet werden.¹⁵

In der Verteilung der eozänen Bildungen in dieser einstigen Depression kann eine dem Hauptstreichen des Grundgebirges parallele, zonare Anordnung festgestellt werden. Am weitesten gegen SO (gegen den kristallinen Kern des Gebirges von Velence) vorgeschoben fand man die Eozänbildungen in der artesischen Bohrung in Lovasberény, sowie dem Phyllit direkt aufgelagert bei Urhida. Hinter diesen Punkten (gegen NW) folgt die Linie der Eozänbildungen im SO-Teile des Vértesgebirges zwischen Csákvár und Csákberény und bei Magyaralmás, dann weiter am Südrand des Mórer Grabens bei Fehérvárcsurgó und Isztimér. Unter der Schutzdecke der in eigentümlicher Fazies ausgebildeten Eozänschichten treten hier Bauxitkörper auf. In der N-lichen Fortsetzung dieser Linie treten Reste eines Bauxitkörpers am N-lichen Ende des Vértesgebirges bei Nagynémetegyháza auf (siehe oben) und im S sind solche im Nördlichen Bakony bei Eplény bekannt. Am weitesten gegen W findet

¹² H. T a e g e r: Die geol. Verhältnisse des Vértesgebirges. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ungarischen Geol. Reichsanst. Bd. XVII. Budapest, 1908—1911.

¹³ H. T a e g e r in den Jahresberichten d. Kgl. Ungarischen Geol. Reichsanst. für 1909—1912.

¹⁴ Z. S c h r é t e r: Földtani Közlöny Bd. XXXIX, pag. 510.

¹⁵ K. R o t h v. T e l e g d: Földtani Közlöny Bd. LIII, pag. 107.

man die dritte Zone der Eozänbildungen am NW-Rande des Grundgebirges. In dieser Zone enthält die eozäne Serie eine Kohlenformation in ihrer basalen Partie. Diese Zone wird durch die Punkte Mór, Kisgyón und Csérnye markiert, gegen S konnte dieselbe über Jásd bis Zirc, gegen N bis zum Tindl-Berg bei Pusztanána verfolgt werden.

Die stratigraphische Zusammensetzung der W-lichen, kohlenhaltigen Zone will ich hier nur kurz skizzieren. Es ist mir zwar keine bis zum Grundgebirge abgeteufte Bohrung aus dieser Zone bekannt, doch kann aus den Lagerungsverhältnissen als sicher geschlossen werden, dass hier nicht weit unter den Kohlenflözen schon das Grundgebirge liegt.¹⁶ Im Liegenden der Kohlenflöze fanden die Bohrungen bei Mór fossilere, bunte Tone. Als Zwischenlagerung der Flöze und als Hangendes der gesamten Flözgruppe kommen Brackwasserschichten vor, mit einer Fauna, welche mit der sog. *Cerithium hantkeni*-Fauna der unteren Brackwasserschichten von Esztergom und von Tatabánya übereinstimmt. Oberhalb dieser Brackwasserschichten folgen dann Molluskenmergel von unbedeutenderer Mächtigkeit, deren Serie bei Mór nach oben mit einer Ostreenbank schliesst. Darüber folgen Mergel und Kalke, charakterisiert durch massenhaftes Auftreten von *Nummulina perforata* und *striata*, entsprechend dem Begriff des mitteleozänen Hauptnummulinenkalke. Nach oben wird die Serie durch Orthophragminen-Nummulinenkalke abgeschlossen, die in der Gegend von Kisgyón stellenweise glaukonitreich sind und z. T. auf das Grundgebirge transgredieren.

Die Gesamtmächtigkeit dieser eozänen Serie kann in der Zone Mór—Csérnye auf Grund der Daten, die in den natürlichen Aufschlüssen, sowie bei den künstlichen Schurfarbeiten gewonnen wurden, auf nicht mehr, als 100—150 m geschätzt werden. Wenn man diese Serie mit der wohl erforschten und bedeutend mächtigeren Schichtenreihe von Tatabánya oder von Tokod-Dorog vergleicht, bleibt man vorläufig am zweckmässigsten bei der alten, in der bisherigen Literatur niedergelegten Auffassung, die im hangenden Molluskenmergel von Mór ein stratigraphisches Äquivalent des weiter unten anzuführenden sog. Fornær Tons erblickt und die gesamte eozäne Serie der Gegend des Mórer Grabens mit dem höheren Teil der mitteleozänen Schichtenreihe von Tatabánya parallelstellt.¹⁷

Die Eozänbildungen der Bauxitzzone des Vértesgebirges treten in

¹⁶ K. Roth v. Telegd: Földtani Közlöny Bd. LIII, pag. 6.

¹⁷ K. Roth v. Telegd: Die Bauxitlager etc. Földtani Szemle. (Ungarische Rundschau etc.) Bd. I, pag. 34.

mehreren, durch Verwerfungen abgeteilten und durch Erosion und Denudation schon stark abgenutzten Partien auf. Durch eine Hauptverwerfung, die in der Richtung NNO—SSW, entlang des Tales zieht, in welchem die Ortschaft Gánt liegt, werden die mit Eozänbildungen bedeckten Schollen in zwei Gruppen geteilt. O-lich von dieser Linie reihen sich fünf voneinander abgetrennte Eozänfelder hintereinander. Das N-lichste davon ist das Becken „Hosszúharaszt“ (Fornaer Becken der älteren Literatur), weiter S-lich, bis zur Nordlehne des Gránásberges breiten sich zwei — durch ein Erosionstal voneinander getrennte — Eozänfelder aus. Diese drei Felder enthalten Bauxitlager. Die Schichtenreihe ist in ihnen im allgemeinen folgende: Triassisches Grundgebirge (Hauptdolomit), Bauxitlager, Melanienmergel, Fornauer Ton, Miliolidenkalk:¹⁸ Im Felde an der Nordlehne des Gránásberges hat der Melanienmergel eine grössere Mächtigkeit, als im Becken Hosszúharaszt, wo zwischen Melanienmergel und Miliolidenkalk eingeschaltet, der durch seine sehr schön erhaltenen Fossilien berühmte Horizont des Fornauer Tons zum erstenmal entdeckt wurde. SW-lich vom Gránásberg folgen noch zwei Felder mit Eozänbildungen: das Gebiet der Weingärten von Gánt NO-lich vom Horogtal und die Weingärten von Csákberény an der SW-lichen Seite des genannten Tales. In diesen beiden Feldern fehlt der Melanienmergel, der Fornauer Ton hat aber eine bedeutendere Ausbreitung, als im Becken Hosszúharaszt. Im Gebiet dieser Weingärten hat man folgende eozäne Serie: roter und bunter Ton,¹⁹ Fornauer Ton, Miliolidenkalk. Der Miliolidenkalk transgrediert am Rand des kleinen Eozänbeckens, gegen den Gránásberg zu auf das Dolomit-Grundgebirge. Heute kann man die Fornauer Fossilien am besten in den beiden genannten Weingärten sammeln. Der Fornauer Ton hat hier die Mächtigkeit von nur einigen Metern und wird nach oben durch eine Ostreenbank abgeschlossen gerade so, wie bei Mór.

Die W-liche Fortsetzung der Eozänfelder Hosszúharaszt—Gránás wurde entlang der Gánter Linie verworfen. An dieser Linie schliessen sich die Eozänbildungen der Gánter Depression an. In weiter Verbreitung findet man hier den Miliolidenkalk, am S-Ende der Ortschaft, beim Friedhof einen Ausbiss des Melanienmergels und am Verwerfer selbst sind spärliche Spuren eines im O-lichen Zug sonst unbekanntes Mergels mit *Nummulina striata* vorhanden (schon bei Taeger erwähnt). Weiter S-lich, an der W-Seite der Gánter tektonischen Linie, ebenfalls

¹⁸ Taeger: Vértesgebirge pag. 76 u. 89.

¹⁹ Z. Schréter: Földtani Közlöny Bd. XL, pag. 180.

in abgesunkener Lage im Verhältnis zu den Eozänfeldern der Weingärten im S-Teil des Vadkert zu Csákberény, lagert Miliolidenkalk dem Dolomit-Grundgebirge unmittelbar auf.

Weiter SW-lich folgen die Eozänbildungen der Csákberényer Mulde. Vom Grundgebirge halbkreisförmig umschlossen, nehmen hier die Eozän-

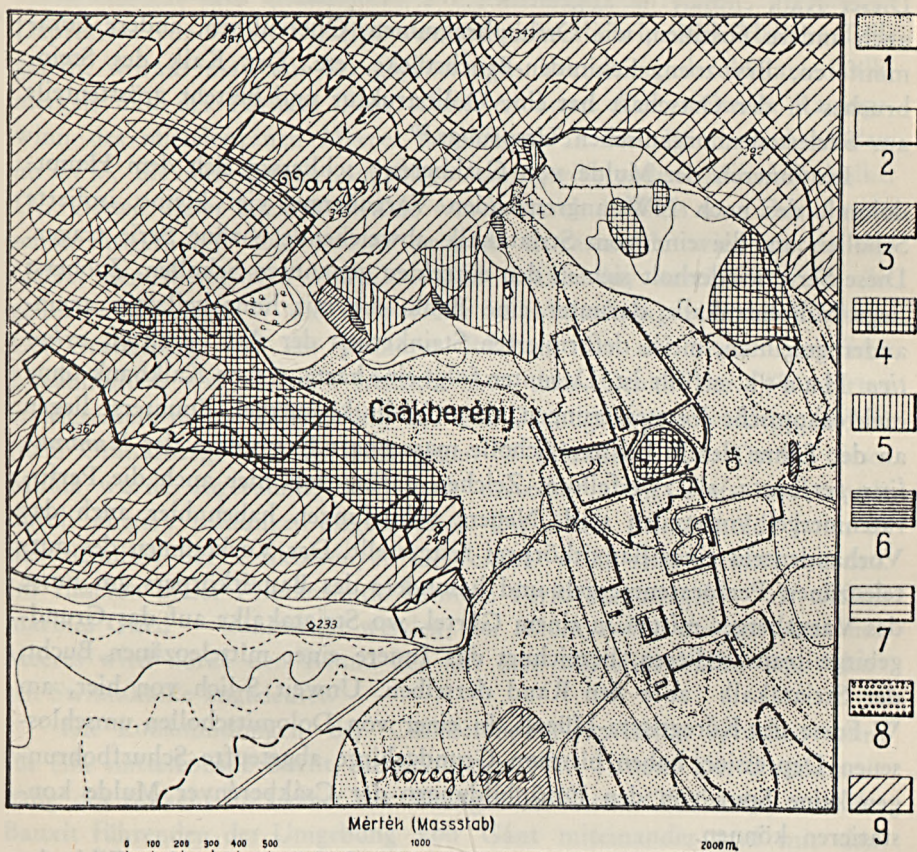


Fig. 2. Detaillierte geologische Karte der Mulde von Csákberény. 1 = Schuttkegel; 2 = Löss; 3 = pliozäner Ton und Sand; 4 = Nummulina striata-Kalk; 5 = Miliolideen-Kalk; 6 = Perna-Bank; 7 = Mollusken-Mergel; 8 = Mergel mit Nummulina perforata; 9 = Obertriassischer Hauptdolomit.

tragenden Schollen den Rand der Mulde ein und werden durch Verwerfungen mit der herrschenden Richtung NW—SO, welche dem SW-Rande des Vértesgebirges parallel sich richten und auch durch den Verlauf der hiesigen Täler verfolgt werden, in mehrere Partien geteilt.

In den Schollen, die den SW-Rand und den NO-Rand der Mulde

einnehmen, findet man *N. striata* enthaltende Kalke. Im SW breitet sich ein ausgedehnterer Zug dieser Bildung, dem Grundgebirge direkt auflagernd, aus. Am NO-Rand wird dieselbe Bildung durch drei kleine Schollen getragen und in der Ortschaft selbst ragt eine isolierte Partie des Striata-Kalkes aus dem die Depression auffüllenden Schuttkegel empor. Dieser Kalk enthält im allgemeinen die *Nummulina striata*, führt aber auch andere Fossilien, wie Orthophragminen, Operculinen, andere Foraminiferen, Bryozoen, Echiniden-Bruchstücke, etc. Der Kalk des Steinbruches in der Ortschaft hat eine Oolitstruktur und besteht grösstenteils aus Skeletteilen organischen Ursprungs.²⁰

Im Inneren der Mulde von Csákberény schliessen sich dem Hauptdolomit des nach NW angrenzenden Vargaberges vier kleine, isolierte Schollen an, die eine vom Striatakalk abweichende eozäne Serie tragen. Diese Serie wiederholt sich in den einzelnen genannten Schollen. Zuoberst liegt Miliolidenkalk, darunter eine Bank, die mit lumachellartig aneinander gereihten, meist deformierten Steinkernen der Art *Perna* cf. *urkutica* H a n t k. erfüllt ist. Darunter folgt eine harte, weisse Kalkbank ohne makroskopische Versteinerungen, dann Molluskenmergel. Zuunterst liegen an der Lehne der N-lichsten Scholle massenhaft Exemplare der *Nummulina perforata*, als zweifelloses Zeichen dafür, dass hier auch die Perforatenmergel vorhanden sind. Neuere Schürfungen haben hier auch das Vorhandensein eines Bauxitkörpers festgestellt. Das Vorkommen des mitteleozänen Perforatenmergels und besonders des Bauxitkörpers am Fusse des Vargaberges mitten in einem Gürtel, wo Striatakalk auf das Grundgebirge transgredieren, bezeichnet das Innere einer mitteleozänen Bucht, der Striatakalk aber den Rand derselben. Unweit S-lich von hier, am W-Fusse des Kóregtisza-Hügels, in einer von Dolomitschollen umschlossenen Depression haben bis zum Grundgebirge abgeteufte Schurfbohrungen keine Spur von den Eozänbildungen der Csákberényer Mulde konstatieren können.

Vielleicht in keinem Teil unseres Mittelgebirges ist das Bild der Ingression des mitteleozänen Meeres, sein Vorwärtsschreiten gegen die Unebenheiten des verkarsteten Grundgebirges, trotz aller posteoazänen tektonischen Vorgänge, Erosion und Denudation so deutlich erhalten geblieben, wie im S-lichen Vértesgebirge.

Durch die Bauxitkörper werden die Vertiefungen der praeozänen Karstoberfläche markiert. Durch die Melanien führenden Süswasserkalkmergel und durch den brackischen Fornauer Ton aber wird das Her-

²⁰ H. T a e g e r: Vértesgebirge, pag. 89.

anrücken des mitteleozänen Meeres, bzw. sein erstes Eindringen in die kleineren Mulden angezeigt.

Im Gebiet zwischen Csákvár und Csákberény können drei solche primäre Eozänmulden rekonstruiert werden. Die einstige Ausbreitung der ersten der genannten Primärmulden bezeichnen die Bauxitfelder Hosszúharaszt und Gránás, sowie die nachträglich relativ abgesunkene Depression von Gánt. Dieselbe war wahrscheinlich in noch kleinere Teile geteilt, worauf man aus der gegenseitigen Vertretung des Melanienkalkmergels und des Fornær Tons schliessen kann. Den weiteren Raumgewinn des mitteleozänen Meeres bezeichnen an den Rändern, besonders im NW, die auf das Grundgebirge transgredierenden Miliolidenkalke. Der Ostteil dieser eozänen Mulde wurde durch Erosion und Denudation schon ausgeräumt. Die zweite primäre Eozänmulde wird durch das Gebiet der Weingärten von Gánt und Csákberény bezeichnet. Zu ihr gehört noch gegen W die verworfene Miliolidenkalkpartie des Vadkert. Der Gránásberg war ein primärer Rücken, der die beiden primären Eozänmulden von einander trennte. Aus dem Gebiet der Weingärten transgrediert der Miliolidenkalk auf das Grundgebirge sowohl gegen NO (dem Gránásberge zu), als auch gegen W (Vadkert). Der Ostteil dieser Mulde wurde abgeräumt, bzw. sank derselbe in die Tiefe und wurde durch jüngere Bildungen zugeschüttet. Die dritte Primärmulde kann in den Schollen der Csákberényer Depression wohl rekonstruiert werden. Im Inneren dieser Primärmulde konnten Perforatenmergel — als tiefstes marines Glied — konstatiert werden; der Raumgewinn des mitteleozänen Meeres wird durch den Kranz der mit dem Miliolidenkalke äquivalenten Striatakalke angedeutet.

Die Eozänbildungen der Csákberényer Depression sprechen somit für eine mitteleozäne Bucht, die sich gegen NW öffnete. Der Zusammenhang des Beckens im Gebiet der Weingärten Gánt—Csákberény und des Bauxit führenden der Umgebung von Gánt miteinander und mit dem grossen mitteleozänen Meer erscheint mir problematisch. T a e g e r gibt an, dass NW-lich vom Becken von Gánt, im Inneren des Vértesgebirges, bei Pusztakápolna Striatategel vorkommen.²¹

So gewinnt man den Eindruck, als ob im SW-Teil des Vértesgebirges, in der Umgebung des Mórer Grabens, durch eine posteoazäne relative Hebung und Abräumung des Grundgebirges der einstige Zusammenhang zwischen den Eozänbildungen der NW- und der SO-Seite des Gebirges unterbrochen worden wäre.

²¹ H. T a e g e r: Vértesgebirge, pag. 90.

S-lich Csákberény findet man mehrere kleinere Dolomitschollen, und am Rand der S-lichsten dieser Schollen, in der NW-lichen Nähe der Ortschaft Magyaralmás, taucht Miliolidenkalk aus der Lössdecke empor. Diese Stelle liegt in der Mitte des Mórer Grabens. Am S-Rand desselben, schon dem N-lichen Bakony angehörend, kommt in der W-lichen Nachbarschaft von Fehérvárcsurgó ebenfalls Miliolidenkalk vor, und weiter W-lich, bei Isztimér haben gegen das Kohlengebiet Kisgyón vermittelnde, *Nummulina striata* und Milioliden enthaltende Kalke eine etwas grössere Verbreitung.

Die mitteleozäne Kohlenbildung von Kisgyón keilt gegen S und O aus. Im S transgredieren obereozäne Orthophragminen-Nummulinenkalke, im O — an der Lehne des Somhegy (des Dirndlberges) — aber Striatakalke auf das Grundgebirge.

S-lich Fehérvárcsurgó, im Gebiet des Rákhegy und Bitóhegy sprechen Mollusken führende Perforatenmergel, sowie auf das Grundgebirge transgredierende Striatakalke für eine mitteleozäne Depression von nennenswerterer Ausdehnung, umsomehr, als hier eine in den Perforatenschichten begonnene Schurfbohrung (auf Kohle) in 100 m Tiefe das Grundgebirge noch nicht antraf.

Über die jüngeren Bildungen der Umgebung des Mórer Grabens soll kurz nur folgendes berichtet werden.

In den Kohlengebieten von Mór und Kisgyón—Csernye konnten die Spuren einer infraoligozänen Denudation festgestellt werden.²² Die oberoligozäne Formation selbst ist im Inneren der Mórer Depression an der Oberfläche unbekannt. Dass aber die Bildungen des Oberoligozäns im S-Teil des Vértes einst in grösserer Verbreitung vorhanden waren, kann aus dem Umstand gefolgert werden, dass am Köregtisza, im W-lichen Teil der ca. 3 m mächtigen Dolomitschuttdecke, die das Gebiet Csákberény bedeckt, auffallend schöne und kaum abgerollte Exemplare der Arten *Potamides margaritaceus* und *Pirenella plicata* zu finden waren. Unterhalb dieser Schuttdecke hat ein am Köregtisza abgeteufter Schurfschacht pontische Schichten angetroffen.

Aus der Lössdecke des Mórer Grabens tauchen bei der Ortschaft Söréd Hügel aus grobem Schotter empor, in welchen neben Geröllen aus mesozoischem und eoänem Kalk auch solche des kristallinen Grundgebirges vorkommen und auch verkieselte Holzstamm-Bruchstücke zu finden sind. Das Material dieses Schotters entstammt der im Bakony weit verbreiteten untermediterranen Schotterdecke.

²² K. Roth v. Telegd: Spuren einer infraoligozänen Denudation etc.

Der weiter oben schon erwähnte Schurfschacht des Köregtisza traf Sand- und Tonschichten an, die eine aus *Helix*-, *Planorbis*- und *Vivipara*-arten bestehende Fauna enthält. Dieselben Bildungen kommen auch im östlichen Teil von Csákberény (mit *Helix* sp. aus einem Brunnen), sowie im Zuge südlich der „Öregszőlők“ von Csákberény vor und sind um Csákvár in grösserer Verbreitung zu finden. Letzteres Vorkommen wurde durch Taeger zum Pontien gestellt, die Fauna aus dem Schurfschacht Köregtisza hat nach Sümeghy einen unterlevantinischen Charakter.

Aus dem Ton, welcher als Kluftausfüllung des Eozänkalkes im Steinbruch von Csákberény vorkommt, entstammt ein näher noch nicht untersuchter Unterkiefer einer *Rhinoceros* sp. ?, der als Geschenk des Herrn Gemeindefarztes Karl Szőke von Csajágh, im Wege des Herrn Z. Schrétér in das Museum der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt gelangte.

Nördlich von Csákberény kommt in einer muldenartigen Vertiefung des Hauptdolomits weisser, feuerfester Ton nestartig vor. Über das Alter dieser terrestrischen Bildung konnte nichts Näheres ermittelt werden: Taeger stellt dieselbe zum Pontien.

Der pleistozäne Löss nimmt die Oberfläche des Mórer Grabens ein, zieht auch auf die Berglehne hinauf und ist sogar am Plateau des Vértesgebirges zu finden. Der Flugsand hat eine grosse Verbreitung am NW-Fusse des Vértesgebirges. Im Vorland der Mündungen, wo die grösseren Täler zwischen Csákberény und Csákvár aus dem Gebirge heraustreten, breiten sich beträchtliche Schuttkegel aus, deren Material aus dem Detritus des Hauptdolomit-Grundgebirges besteht.

GEOLOGISCHE NOTIZEN ÜBER DEN WESTLICHEN TEIL DES PALÄOGENEN BECKENS DER UMGEBUNG VON ESZTERGOM.

(Bericht über die Aufnahme im Jahre 1919.)

Von Pál Rozlozsnik.

Unsere Kenntnisse über das zwischen den Gemeinden Látatlan und Bajót auftretende Eozän und Paleozän verdanken wir hauptsächlich Max v. Hantken.¹ Später wurde von Dr. Aurél Liffa die agrogeologische Aufnahme des Gebietes durchgeführt² und durch seine ausser-

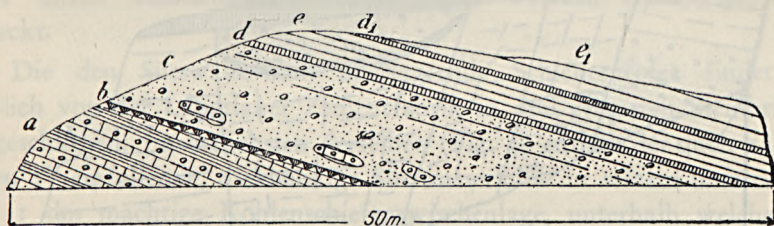


Fig. 1. Profil des Einschnittes am Berzsekhegy:

- | | | |
|--|---|-----------|
| a = glimmeriger sandiger Mergel und Feuerstein-Konglomerat (Untere Kreide) | } | Paleozän. |
| b = rot verwitterte Grenzschicht | | |
| c = schotteriger grauweisser Sand | | |
| d = und d ₁ grünlichgrauer Ton | | |
| e = und e ₁ Süsswasserkalk mit Pyrguliferen | | |

ordentlich detaillierten Aufnahmeblätter wurde dem Verfasser die Durchforschung des Gebietes ungemein erleichtert.

Was die Ausbildung der paleozänen Serie anbelangt, sind darüber im Laufe der Zeit einander widersprechende Ansichten laut geworden.

So äusserte z. B. Heinrich Taeger noch in 1914 die Vermutung,³

¹ Hantken, M.: Látatlan vidékének földtani viszonyai. (A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai, Bd. IV, 1868, pag. 48. Nur ungarisch.) — Hantken, M.: Die Geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlengebietes (Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. I, 1871, pag. 1.)

² Liffa, A.: Geologische Notizen aus der Umgebung von Nyergesújfalu und Neszmély (Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1907, pag. 168.)

³ Taeger, H.: Über Bau und Bild der Buda—Pilis—Esztergomer Gebirgsgruppe. Földtani Közlöny, Bd. XLIV. 1914, Heft 10—12, Supplement, pag. 594.

dass das in Rede stehende Gebiet „dermaleinst vielleicht ein ähnlich reiches Bergbauleben entfalten kann, wie heute die Gebiete von Dorog und Tokod, falls die eozänen Flöze nicht durch Schiefer und kohlige Mergel vertreten bleiben.“

Infolge der blühenden Zementindustrie des Gebietes sind seit H a n t k e n's Untersuchungen zahlreiche künstliche Aufschlüsse entstanden, die z. T. gerade die paleozänen Schichten blosslegten, so dass dieselben gegenwärtig sehr gut studiert werden können. Die Auflagerung des Paleozäns auf die untere Kreide ist am Berzsekhegy, in dem vom Kalksteinbruch zu der an der Nordseite der Kuppe befindlichen Drahtseilbahn führenden Einschnitt aufgeschlossen (Fig. 1). Die oberste Bank

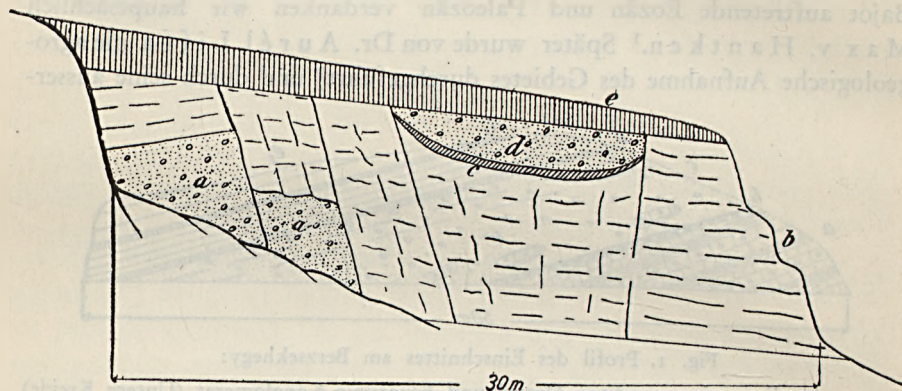


Fig. 2 Profil des von der Lábatalaner Kirche O-lich gelegenen Kalksteinbruches.
a = schotteriger Sand; b = Süßwasserkalk; c = bunter Ton;
d = schotteriger Sand; e = Löss.

der unteren Kreide ist hier ein rötlicher, bläulichgrauer, glimmeriger Sandstein, der an der Grenzfläche eine lebhaft rote Farbe annimmt. Diese rote Farbe muss auf die während der Festlandperiode der oberen Kreide einsetzende tropische Verwitterung zurückgeführt werden, die an anderen Stellen Gelegenheit zur Entstehung von Bauxit geboten hat.

Die unterste Schicht des Paleozäns bildet ein etwa 5 m mächtiger, wenig kohärenter, eisenschüssig verwitternder, weisslichgrauer Sand, der in seinen tieferen Teilen auch noch Blöcke des aufgelösten unterkretazischen Feuersteinkonglomerats umschliesst.⁴ Das Material des Schotters

⁴ Das Profil des Berzsekhegyer Steinbruches wurde bereits von Somogyi mitgeteilt. Siehe Somogyi, K.: Das Neokom des Gerecsegebirges. (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. Bd. XXII, 1914—1916, pag. 303.)

und Sandes bildet hauptsächlich kantig begrenzter Quarz, als Bindemittel dient weisser, karbonatfreier Ton. Der untere Teil des Komplexes ist ziemlich ungeschichtet, der obere zeigt bessere Schichtung und umschliesst auch Schotterlinsen. Auf die Sandsicht folgt der Süsswasserkalk mit einer dünnen, grünlichgrauen Tonzwischenlage, die untere Partie desselben ist dünner geschichtet (e), die obere dickbankig (e¹). Die Mächtigkeit des Süsswasserkalkes kann die 18 m übersteigen.

Weitere Aufschlüsse des Paleozäns sind an der Ostseite des Lábatlan-Baches, NO-lich von der Kirche der Ortschaft Lábatlan anzutreffen; der Pyrguliferenkalk wird hier durch parallel mit der von einer Verwerfung bestimmten Richtung des Baches, NW—SO-lich streichende kleine Brüche staffelweise gegen den Bach hinabgesenkt. In einem der Aufschlüsse (Fig. 2) wird der 8—10 m mächtige Süsswasserkalk in einem kleinen Grabenbruch nach einer Zwischenlagerung von buntem Ton abermals durch eisenschüssig verwitternden, weissen, schotterigen Sand bedeckt.

Die den Süsswasserkalk überlagernde Schichtenfolge findet sich SO-lich von der Lábatlaner Zementfabrik in drei grösseren Steinbrüchen aufgeschlossen. Im östlichsten derselben (Fig. 3) enthält der unter 15—20° gegen 1^h einfallende, dickbankige Süsswasserkalk in seinem unteren Teil eine 1 dm mächtige Kohlschieferzwischenlage, unterhalb welcher der sonst fossilfreie Kalkstein Exemplare der *Pyrgulifera gradata* Rolle enthält. Der hangende schotterige Sand überlagert — wie aus der Figur ersichtlich — den Süsswasserkalk diskordant und das allmähliche Auskeilen der Kalksteinbänke auf der Grenzfläche verweist darauf, dass der Süsswasserkalk vor der Ablagerung des schotterigen Sandes bereits einer Denudation unterworfen war.

Der hangende grobe Sand ist in seiner Hauptmasse weisslich-gelblich, an der Basis eisenschüssig. Er besitzt eine geringe Verbandfestigkeit, indem er sich mit der Hand zerdrücken lässt. Sein Hauptbestandteil ist eckig begrenzter Quarz, sporadisch kommt auch Biotit vor. Ein Bindemittel ist nur spärlich vorhanden, weisse Kaolintupfen verleihen ihm eine arkosenartige Tracht. Dem Sand ist in der Regel auch Schotter beigemengt; das Material der tauben—hühnereigrossen, kantigen, vom Wind geschliffenen Gerölle ist in der Regel ebenfalls Quarz, seltener Quarzit. Der Schotter bildet im Sand auch dünnere Zwischenlagerungen und Linsen.

Die hangenderen Glieder der Süsswasserschichtenfolge sind in der

dritten, östlichsten Sandgrube sichtbar (Fig. 4). An der Südwestseite der Sandgrube ist grünlichgrauer oder grünlicher und rötlicher, in eckigen Scherben sich absondernder und noch vollkommen kalkfreier, sandiger Ton anzutreffen, der von einem dem vorhin beschriebenen vollkommen ähnlichen, groben Arkosensand überlagert wird. Im höheren Teile der NO-Wand der Sandgrube wird der grobe Sand von einem verkohlte Pflanzenreste führenden, bräunlich rötlichen, schieferigen, sandigen Ton überlagert, der sich mit einem von Kohlschmitzen gebänderten, feineren Sand abwechselt. Das Hangende des Tones bildet glimmeriger, kalkfreier, sandiger Ton.

Der grünlichgraue und bunte Ton lässt sich dann in dem vom S zur SW-Ecke der Sandgrube kommenden Graben, sowie auch in den beiden

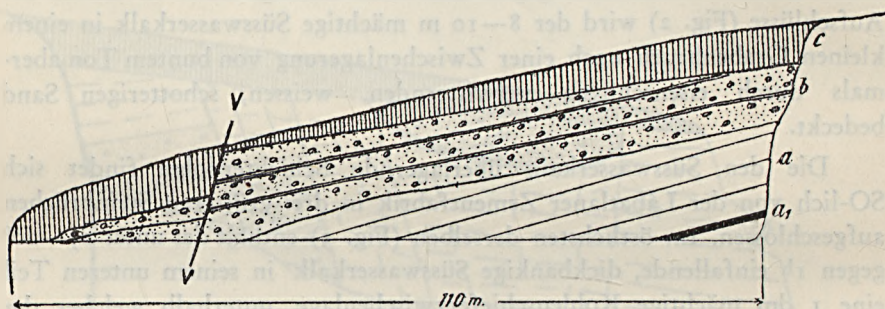


Fig. 3. Profil des Steinbruches SO-lich von der Lábatlaner Zementfabrik.

a = Süswasserkalk; a₁ = Kohlschiefer; b = schotteriger Sand; c = Löss.

längeren Gräben zwischen der Lábatlaner und der Satory'schen Zementfabrik gut studieren. Mit dem bunten Ton wechseln sich bald gröbere, bald feinere, in der Regel weisslich-gelbliche, mitunter braune oder bunte Sandschichten ab. Sowohl der bunte Ton, wie auch einzelne Schichten des Sandes enthalten bereits Kalkkarbonat und im Sand sind öfters Karbonatkonkretionen zu finden, die nach ihrer braunen Verwitterungskruste zu schliessen auch Eisen- und Mangan-Karbonat enthalten.

Erwähnenswert ist auch der Aufschluss, der zwischen der Ortschaft Lábatlan und der Zementfabrik, an der Nordseite des kurzen O—W-lichen Abschnittes des Lábatlaner Baches liegt. (Fig. 5). Dieser Aufschluss war bereits Hantken bekannt, der hierüber Folgendes schreibt:⁵ Am Ufer des Baches, neben der Lábatlaner Mühle, sind Kohlenausbisse anzutreffen, die aber noch nicht näher untersucht wurden.

⁵ Hantken, M.: Lábatlan vidékének földtani viszonyai, pag. 52. (Nur ungarisch.)

Wie aus dem beigefügten Profil ersichtlich, enthält der von Kohlen-
schmitzen gebänderte Sand eine bloss 4—5 cm mächtige Kohlschiefer-
zwischenlage.

Der letzte bedeutendere Ausbiss der Süswasserserie der Umgebung
von Látatlan ist im Nyagda-Graben⁶ anzutreffen. Nach H a n t k e n
wurde in diesem Graben in der Nähe des Süswasserkalkes auch ein
Kohlenausbiss gefunden, infolge dessen einige Jahre vor 1868 auch Schür-
fungsarbeiten in Angriff genommen, infolge Geldmangels aber alsbald
eingestellt wurden.⁷ Im unteren, auf der Militärkarte an die Aufschrift
„Nedeczky Pál hegy“ grenzenden Abschnitt des Nyagda-Grabens sind

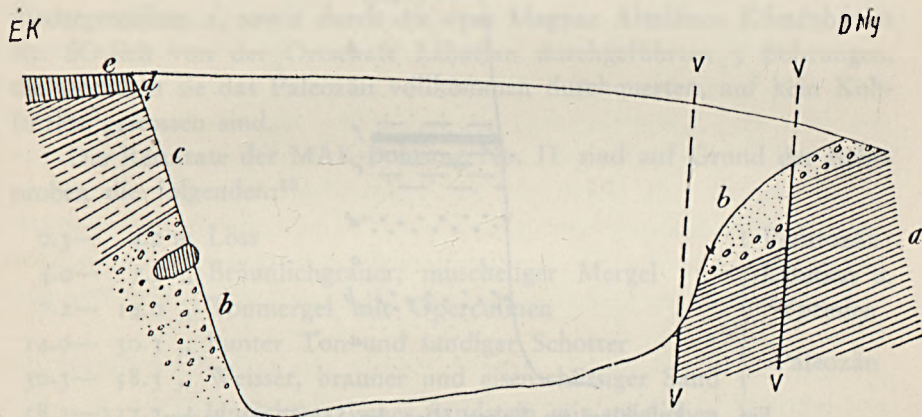


Fig. 4. Profil der von der Látatlaner Zementfabrik SO-wärts gelegenen 3. Sandgrube.
a = grünlichgrauer und bunter Ton; b = grober Sand, an der Basis schotterig,
oben Karbonatkongregationen enthaltend; c = roter, sandiger, schieferiger Ton mit
verkohnten Pflanzenresten; d = bunter Ton; e = Löss.

die Aufschlussverhältnisse gegenwärtig sehr ungünstig, so dass ich — wie
seinerzeit auch L ö r e n t h e y⁸ — weder den Kohlenausbiss, noch den
Ausbiss des Süswasserkalkes auffinden konnte. Mit Hilfe Ortskundiger
gelang es mir jedoch innerhalb einer Strecke von kaum 350 Schritten
die Spuren von 6 alten Schurfstollen zu verzeichnen. Nach einem mir zur
Verfügung stehenden Fachgutachten des Bergdirektors H o f m a n n,

⁶ Nyagda-Graben wird der grosse westliche Ursprungsast des Látatlaner Baches
genannt. H a n t k e n zitiert ihn in seinen älteren Arbeiten auch unter dem Namen
Banum-Kluft.

⁷ H a n t k e n, M.: Látatlan vidékének földtani viszonyai, pag. 53. (Nur unga-
risch.)

⁸ L ö r e n t h e y, I.: Massenhaftes Vorkommen von Pyrgulifera im Eozän von
Látatlan. (Földtani Közlöny, Bd. XXXIII, 1903, Supplement, pag. 524.)

wurde im nördlichsten Stollen bloss Süsswasserkalk angetroffen, im südlichen Schurfstollen hingegen nach Aussage von Hofmanns Bruder ein 4 m mächtiges Kohlenflöz konstatiert, dessen geplanter Aufschluss im Streichen aber durch den reichlichen Wasserzufluss verhindert wurde. Diese Angabe muss aber mit dem grössten Zweifel registriert werden, da es kaum anzunehmen ist, dass die Schürfungarbeiten angesichts eines Kohlenflözes von 4 m Mächtigkeit eingestellt worden wären. Max Hantken selbst fasste die Resultate der älteren Schürfungen im Fol-

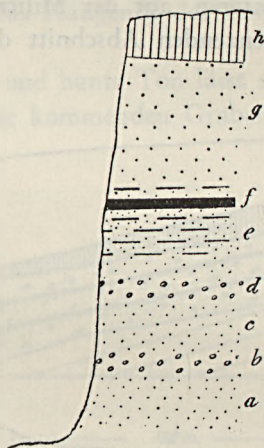


Fig. 5. Aufschluss am linken Ufer des Lábatlaner Baches.

a = schotteriger Sand; b = Schotter; c = härterer, eisenschüssiger Sand; d = toniger Schotter; e = Sand mit Kohlenschmitzen; f = 4—5 cm Kohlenschiefer; g = Sand; h = Löss.

genden zusammen: „In dem Süsswasserkalk der Lábatlaner Gegend treten nur sehr dünne und zertrümmerte Kohlenlagen auf und da man hier bisher noch keine eingehenden Schürfungen vollführt hat, lässt es sich nicht entscheiden, ob wohl auch mächtigere Kohlenflöze ausgebildet seien.“⁹

In der Umgebung von Lábatlan wurden bereits in älteren Zeiten auch ernste Schürfungarbeiten durchgeführt. Nach der Angabe von Bergdirektor Hofmann wurde in den 60-er Jahren des verflossenen Jahrhunderts in der Ortschaft Piszke, unweit der Donau ein nahezu 100 m tiefer Schacht abgeteuft,¹⁰ der jedoch nur ein sehr dünnes, nicht

⁹ Hantken, M.: Die Kohlenflöze und der Kohlenbergbau in den Ländern der Ungarischen Krone, Budapest, 1878, pag. 212.

¹⁰ Wie Hantken erwähnt, ist die von Dr. Hoernes und Dr. Zittel bearbeitete Lábatlaner Fauna aus diesem Schacht zum Vorschein gekommen. (Siehe: Hantken: Lábatlan vidékének földtani viszonyai, pag. 69. (Nur ungarisch.)

abbauwürdiges Flöz verquerte. Vom Sumpfe des Schachtes aus wurden die Liegendschichten weiter durchgebohrt, wobei der Bohrer nach Durchstechung des Süßwasserkalkes in die untere Kreide gelangte. Dass ausserdem in jenen Zeiten auch Tiefbohrungen durchgeführt wurden, ist aus den Aufzeichnungen Hantken's ersichtlich, wonach ihm die Art *Nummulina placentula* (richtig *Assilina exponens* A. Sow.) von der Halde der Piszkeer Brzorád'schen Bohrung bekannt geworden ist.¹¹

Die negativen Ergebnisse der älteren Schürfungen wurden auch durch die neueren Bohrungen bestätigt, namentlich durch die von Miksa Sátorý zwischen der Lábatlaner und der Sátorý'schen Zementfabrik niedergeteuften 2, sowie durch die vom Magyar Általános Kőszénbánya Rt. SO-lich von der Ortschaft Lábatlan durchgeführten 3 Bohrungen, die trotzdem sie das Paleozän vollkommen durchquerten, auf kein Kohlenflöz gestossen sind.

Die Resultate der MÁK-Bohrung No. II sind auf Grund der Bohrproben die folgenden:¹²

0.3— 4.0 m	Löss	}	Pleistozän
4.0— 7.2 „	Bräunlichgrauer, muscheliger Mergel		Lutetien u.
7.2— 14.0 „	Tonmergel mit Operculinen	}	Ypresien
14.0— 30.3 „	Bunter Ton und sandiger Schotter		}
30.3— 58.3 „	Weisser, brauner und eisenschüssiger Sand		
58.3— 227.7 „	Unterkretazischer Sandstein mit spärlichen Mergelzwischenlagen	}	
227.7— 275.4 „	Sandiger Mergel mit spärlichen Sandsteinzwischenlagerungen		
275.4— 388.9 „	Hellgrauer Mergel	}	Malm?
388.9— 407.9 „	Weisser und roter Kalkstein		

Die beiden Sátorý'schen Bohrungen erreichten die untere Kreide in etwa 100 m Tiefe, bis wohin sie sich im Paleozän bewegten.

Der östliche Flügel des paleozänen-eozänen Beckens von Lábatlan tritt am Westhang des Bajóter Öregkö an die Oberfläche. Von dem im östlich vom Bajóter Friedhof gelegenen Steinbruch aufgeschlossenen Liaskalk einige Schritte südwärts steht bereits eine kieselige Breccie an,

¹¹ Hantken, M.: Die geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlengbietes (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. I, 1872, pag. 69).

¹² Die Bohrproben stellte mir weil. Grubendirektor Artur Schnetzer freundlichst zur Verfügung. Die Bohrungen wurden am Anfang der Kriegsjahre durchgeführt, wobei in Ermanglung an entsprechender Kontrolle auch die ganze untere Kreide durchbohrt wurde.

während an den südlichen, östlichen und nördlichen Seiten des Friedhofes z. T. in natürlichen, z. T. in künstlichen Aufschlüssen bunter Ton und grober Sand anzutreffen sind. Auf der dem Friedhof von O sich anschliessenden, steileren Lehne begegnet man zunächst durch Eisen und Mangan inkrustierten Kalksteinblöcken, die später bereits anstehend zu sein scheinen, doch können inzwischen auch Spuren des bunten Tones festgestellt werden. Diese Oberfläche dürfte somit die Basis der gegenwärtig bereits denudierten paleozänen Schichten gebildet haben.

Die Fazies des Paleozäns ist demnach vollkommen mit jener von Lábatlan identisch. Dass die Kohlenformation in diesem Gebiet nicht ausgebildet ist, darauf machte bereits Peters aufmerksam. Der unweit des Nordausganges der Ortschaft Bajót von Brzorád angelegte Schurfschacht erreichte nämlich nach Peters in einer Tiefe von 76 m den liegenden Kalkstein, ohne ein Kohlenflöz durchsunken zu haben.¹³ Die an der Oberfläche und in den älteren Schürfungen gesammelten Daten wurden auch durch die am Bajóter Buzáshegy bewerkstelligten neueren Tiefbohrungen bekräftigt (Fig. 6).¹⁴ Das Paleozän ist hauptsächlich durch den bunten Ton repräsentiert, der schotterige Sand spielt bloss eine untergeordnete Rolle, der Süsswasserkalk und die Kohlenflöze aber fehlen gänzlich.

Das Lábatlan—Bajóter Paleozän weicht also nach obigen Ausführungen erheblich von der Dorog—Tokoder produktiven Fazies ab. Sein grösster Teil besteht aus einer fossilereen kontinentalen Bildung. Nur der Süsswasserkalk enthält eine Fauna, die durch das massenhafte Vorkommen der *Pyrgulifera gradata* Rolle gekennzeichnet ist. Ausserdem sind auch Chara-Früchte, Bithynien etc. vorzufinden.

Die Bedingungen der Kohlenbildung waren nur stellenweise und für kurze Zeit vorhanden, so dass es nicht zur Entstehung abbauwürdiger Flöze gekommen ist. Das gänzliche Fehlen der Brackwasserschichten und die geringe Mächtigkeit des Operculinen-Tonmergels weisen darauf hin, dass das Gelände an dieser Stelle etwas höher war. Die unproduktive Ausbildung des Paleozäns ist auch schon deshalb sehr bedauerlich, da die Basis derselben hier durch die untere Kreide gebildet wird, so dass

¹³ Peters, Karl: Geologische Studien in Ungarn, 2. Die Umgebung von Visegrád, Gran, Totis und Zsámbék. (Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. Bd. X, 1859, pag. 504.)

¹⁴ Die Proben der Bohrung No. 85 standen mir nicht zur Verfügung, weshalb ich im Profil nur den auf Grund der Angaben des Bohrjournals mit grösserer Sicherheit indentifizierbaren bunten Ton und die untere Kreide veranschaulichte.

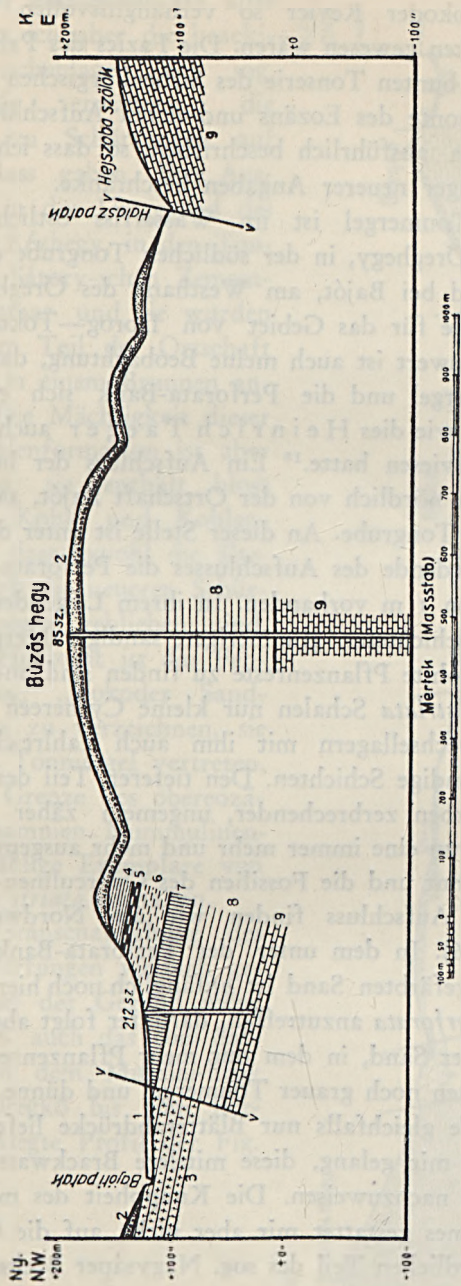


Fig. 6. Profil durch den Búzáshegy bei Bajót. (Länge: Höhe = 1 : 2.)

1 = alluviale Ablagerungen; 2 = Löss, an der Basis mit Schotter; 3 = „Mergel von Piszke“; 4 = obere Molluskenschichten; 5 = Perforata-Bank; 6 = mittlere Brackwasserschichten; 7 = Operculinen-Tonmergel; 8 = bunter Ton; 9 = Untere Kreide.

hier die im Dorog—Tokoder Revier so verhängnisvollen Wassereintrübe nicht zu befürchten gewesen wären. Die Fazies des Paleozäns von Lábatlan entspricht der bunten Tonserie des Siebenbürgischen Beckens.

Die höheren Horizonte des Eozäns und deren Aufschlüsse wurden bereits von H a n t k e n ausführlich beschrieben, so dass ich mich hier auf die Anführung einiger neuerer Angaben beschränke.

Der Operculinen-Tonmergel ist im Wasserriss östlich von der Höhenkote 245 m des Öreghegy, in der südlichen Tongrube der Satoryschen Zementfabrik und bei Bajót, am Westhang des Öreghegy aufgeschlossen und enthält die für das Gebiet von Dorog—Tokod bezeichnende Fauna. Bemerkenswert ist auch meine Beobachtung, dass zwischen den Operculinen-Tonmergel und die Perforata-Bank sich eine Brackwasser-Serie einschaltet, wie dies H e i n r i c h T a e g e r auch im Becken von Tatabánya nachgewiesen hatte.¹⁵ Ein Aufschluss der in Rede stehenden Schichten ist die nördlich von der Ortschaft Bajót, an der Westseite des Tales gelegene Tongrube. An dieser Stelle ist unter dem 4—5 m mächtigen Löss am Nordende des Aufschlusses die Perforata-Bank noch in einer Mächtigkeit von 1 m vorhanden. In ihrem Liegenden lagert ein 4 m mächtiger, gut geschichteter, glimmeriger, sandiger Mergel, an dessen Schichtflächen verkohlte Pflanzenreste zu finden sind und die ausser spärlichen *Nummulina striata* Schalen nur kleine Cythereen enthält. In seinem unteren Teil wechsellagern mit ihm auch zahlreiche Blattabdrücke aufweisende, sandige Schichten. Den tieferen Teil des Aufschlusses bildet ein in Scherben zerbrechender, ungemein zäher Tonmergel, der gegen das Liegende zu eine immer mehr und mehr ausgeprägte blättrige Absonderung gewinnt und die Fossilien des Operculinen-Tonmergels enthält. Den anderen Aufschluss finden wir am Nordwesthang des Buzáshegy (siehe Fig. 6). In dem unter der Perforata-Bank liegenden, durch Eisenhydroxyd gefärbten Sand ist anfänglich noch hier und da eine einzelne *Nummulina perforata* anzutreffen, darunter folgt aber ein braun verwitternder, grünlicher Sand, in dem nur mehr Pflanzenreste vorkommen. Unter diesem folgen noch grauer Tonmergel und dünne Schichtchen von braunem Sand, die gleichfalls nur Blätterabdrücke lieferten. Es sei noch erwähnt, dass es mir gelang, diese mittlere Brackwasserserie auch südlich von Mogyorós nachzuweisen. Die Knappheit des mir zur Verfügung stehenden Raumes gestattet mir aber nicht, auf die Gegend von Mogyorós und den nördlichen Teil des sog. Nagysáper Beckens an dieser

¹⁵ T a e g e r, H.: Die geologischen Verhältnisse des Vértesgebirges. (Mitteil. a. d. Jahrbuch d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt, Bd. XVII, pag. 65.)

Stelle näher einzugehen. In aller Kürze muss ich aber die brackischen Zwischenlager der sog. Striata-Stufe erwähnen, die gleichfalls zu Schürfungen auf Kohle Anlass gaben. Ihre Ausbisse sind in der Umgegend des Lábatlaner Rézhegy, in den Tongruben der Satory-schen Zementfabrik sichtbar und sie wurden im südlichen Teil der Ortschaft Bajót auch in einem Brunnen angetroffen. Die Mächtigkeit dieser oberen Kohlenformation ist aber unbedeutend, sie enthält bloss schieferige Kohle und Kohlenschiefer, so dass sowohl die älteren, wie auch die neueren Schürfungen erfolglos geblieben sind. Im Striata-Horizont ist das Fehlen der sog. „Tokoder Sandstein“-Fazies zu verzeichnen, sie wird durch Tonmergel vertreten, die an der Grenze des obereozänen Lithothamnien-Nummulinen-Kalkes unzählige Exemplare von *Nummulina striata* enthalten.

Zur Veranschaulichung des durch Verwerfungen vielfach gestörten Baues der Gegend möge ausser Fig. 6 auch das vom Sattel zwischen dem Muzslai-hegy und dem Öregkő bis zum Berzsek-hegy gelegte Profil der Fig. 7 dienen.

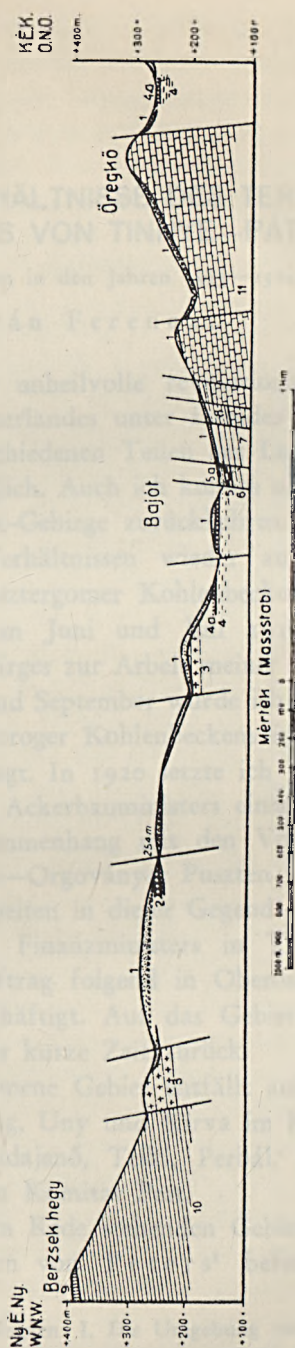


Fig. 7. Profil durch die Ortschaft Bajót (Basis: Höhe = 1:2).

- 1 = Löss, an der Basis mit Schotter; 2 = Pliozäner Kalktuff, an der Basis mit Schotter; 3 = Lithothamnien—Nummulinen-Kalk;
- 4 = Fornaer Horizont, im Hangenden mit dem Striata-Tonmergel (4a); 5 Perforata-Bank, darüber die oberen Mollusken-Schichten;
- 6 = Mittlere Brackwasserschichten; 7 = Operculinen-Tonmergel; 8 = Bunter Ton und schotteriger Sand; 9 = Pyrguliferen-Kalk;
- 10 = Untere Kreide; 11 = Dachsteinkalk.

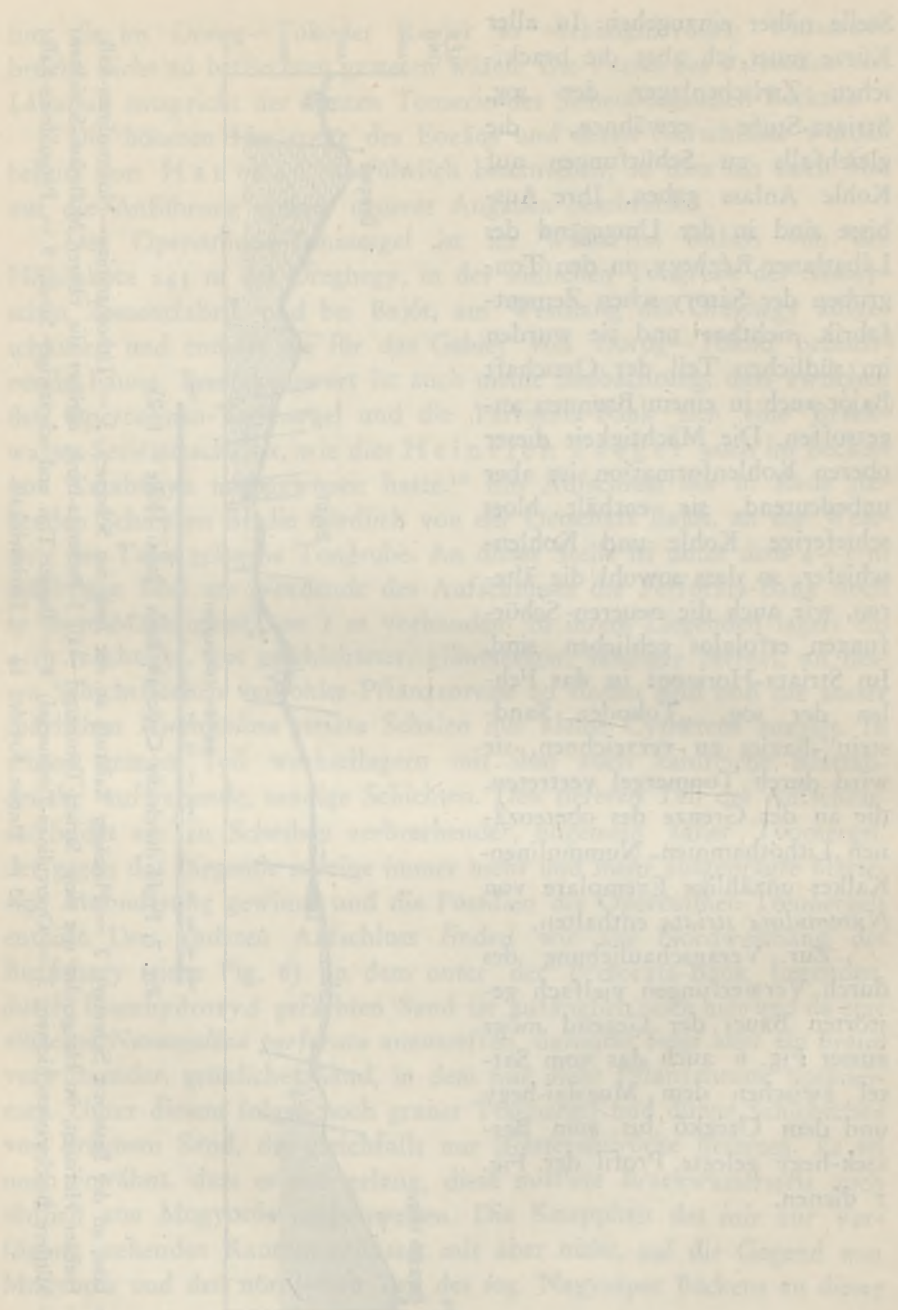


Fig. 1. The human digestive system. 1. Esophagus, 2. Stomach, 3. Liver, 4. Gallbladder, 5. Pancreas, 6. Small intestine, 7. Large intestine.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES TERTIÄREN BECKENABSCHNITTES VON TINNYE—PÁTY.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1919—1924.)

Von Dr. István Ferenczi.

Das dem Weltkrieg folgende unheilvolle revolutionäre Zeitalter, das einen grossen Teil unseres Vaterlandes unter fremdes Joch zwang, machte die Arbeit der in den verschiedenen Teilen des Landes beschäftigten Geologen grösstenteils unmöglich. Auch ich konnte nicht auf mein altes Aufnahmegebiet in das Inovec-Gebirge zurückkehren. Im Rahmen der auch unter den schwierigen Verhältnissen wieder aufgenommenen Arbeiten wurde ich zu der das Esztergomer Kohlenbecken erforschenden Gruppe eingeteilt und suchte im Juni und Juli 1919 durch das Studium der Schollen des Grundgebirges zur Arbeit meiner Kollegen beizutragen. In den Monaten August und September wurde ich mit der Aufnahme des östlichen Randes des Doroger Kohlenbeckens in der Gegend von Piliscsaba und Tinnye beauftragt. In 1920 setzte ich — nachdem ich über Verordnung des kgl. ung. Ackerbauministers einen Teil meiner sommerlichen Arbeitszeit, im Zusammenhang mit den Vorarbeiten des Donau—Tisza-Kanals in den Bugac—Orgoványer Puszten verbrachte — eine kurze Zeit hindurch meine Arbeiten in dieser Gegend fort. In 1921 war ich im Auftrag des kgl. ung. Finanzministers in Transdanubien, in 1922—1923 einem privaten Auftrag folgend in Oberösterreich mit öolgeologischen Untersuchungen beschäftigt. Auf das Gebiet des Budaer Gebirges kehrte ich erst in 1924 für kurze Zeit zurück.

Das in dieser Weise aufgenommene Gebiet entfällt auf die Umgebung der Ortschaften Leányvár, Dág, Uny und Kirva im Komitat Esztergom und Piliscsaba, Tinnye, Budajenő, Telki, Perbál, Páty, Budakeszi, Solymár und Nagykovácsi im Komitat Pest.

Die geologische Literatur des in Rede stehenden Gebietes ist ziemlich umfangreich. Nach den Studien von Peters¹ befasste sich be-

¹ Peters, K.: Geol. Studien aus Ungarn: I. Die Umgebung von Ofen. (Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, VIII, 1857, pag. 308—344) und II. Die Umgebung von Visegrád, Gran, Toris und Zsámbék. (Jahrbuch etc. X, 1859, pag. 490.)

sonders Hantken² mit Vorliebe mit diesem Gebiet. Neben seinen Arbeiten enthalten noch die Arbeiten von Hofmann, Koch und Schafarzik diesbezügliche Angaben. Ausserdem sind auch die Arbeiten Liffa's⁴ und Lőrenthey's³ wichtig.

I. STRATIGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE.

Am Aufbau des begangenen Gebietes beteiligen sich die folgenden Bildungen:

1. Hauptdolomit; 2. Dachsteinkalk; 3. Mitteleozäne Abrasionsbreccien und roter Ton; 4. Mitteleozäner bituminöser Miliolidenkalk; 5. Obereozäner Nummulinen- und Orthophragminenkalk; 6. Obereozäner Bryozoenmergel; 7. Obereozäner Budaer (Ofner) Mergel; 8. Gruppe der unteroligozänen terrestrischen Bildungen; 9. Unteroligozäner „Hárshegyer“ (Lindenberger) Sandstein, Abrasionskonglomerat; 10. Mitteloligozäner Kisceller (Kleinzeller) Ton; 11. Oberoligozäner Ton, Sandstein, Konglomerat; 12. Sarmatischer Ton, Kalkstein; 13. Pannonischer Mergel, Sand, Schotter; 14. Levantinischer Süswasserkalk; 15. Pleistozäner Löss und Flugsand; 16. Rezente Inundationssedimente.

Mit dem Grundgebirge, den eozänen und oligozänen Bildungen befasste ich mich in einer neueren Mitteilung⁵ eingehender, so dass ich die Beschreibung derselben hier übergehen kann. Immerhin muss ich folgendes erwähnen. Den durch eine Zuckerstruktur ausgezeichneten obertriassischen Dolomit des Grundgebirges konnte ich vom Zeltlager neben Piliscsaba über den Schotterberg, Kis- und Nagyszénás und dem Krona-

² Hantken, M.: Geológiai tanulmányok Buda és Tata közt. (A M. Tud. Akadémia Math. és Term.-tud. Közleményei, I, 1861. Nur ungarisch.) — Die geol. Verhältnisse des Graner Braunkohlengebietes. (Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. I, Heft I. 1872.) — Die Kohlenflöze und der Kohlenbergbau in den Ländern der Ungarischen Krone, 1878. — Az újszöny—pesti Duna és az újszöny—fehérvár—budai vasút befogta terület földtani leírása. (Math. és Term.-tud. Közlemények, III. Nur ungarisch.) — *Tinnyea Vásárbelyii* nov. gen. et nov. sp. (Földtani Közlöny, XVII, 1887.)

³ Liffa, A.: Bericht über die agrogeologische Aufnahme im Jahre 1902. (Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1902. — Geologische Notizen aus der Gegend von Sárísáp. (Jahresbericht etc. für 1903.) — Agrogeologische Notizen aus der Gegend von Tinnye und Perbál. (Jahresbericht etc. für 1904.)

⁴ Lőrenthey, I.: Die pannonische Fauna von Budapest. (Paleontographica, XVIII.)

⁵ Ferenczi, I.: Daten zur Geologie des Buda—Kovácsier Gebirges. (Földtani Közlöny, LV, 1925, pag. 349—367.)

wettenberg bis zu dem zwischen Perbál—Budajenő—Nagykovácsi—Budakeszi gelegenen grossen Dolomitgebiet kartieren. Isolierte Flecke des Dolomits verzeichnete ich am Fuss des Tinnyeer Somlyó-Berges und am Südende von Tinnye. Im Dolomitgebiet zwischen Perbál und Nagykovácsi beobachtete ich auch Bänke eines spröden, hornsteinführenden Dolomits. Den obertriassischen Dachsteinkalk kartierte ich besonders in der Umgebung von Nagykovácsi—Solymár in grösserer Ausdehnung. Am Remete-Berg von Pesthidegkut sammelte ich aus demselben eine schöne Fauna, die später durch Dr. Endre Kutassy bearbeitet wurde.⁶

Die eoazäne Sedimentserie erkannte ich auf dem begangenen Gebiet in der Gegend von Budakeszi—Solymár in einzelnen Flecken. In der Gegend von Tinnye—Piliscsaba wurde dieselbe durch die infraoligozänen denudierenden Faktoren restlos abgetragen. In der Gegend von Perbál—Páty—Budajenő aber wird alles durch die transgressive Sedimentserie des Neogens verdeckt. Die oligozäne Serie wird — wie auch in meiner zitierten Arbeit ausgeführt wurde — auch in der Gegend von Tinnye—Piliscsaba hauptsächlich durch die Gruppe der Hárshegyer Sandsteine repräsentiert, während oberhalb derselben in demselben Gebiet die in das obere Oligozän stellbare Gruppe der Cyrenentone, Pectunculus-Sande, Sandsteine und Konglomerate nachgewiesen werden kann.

In meiner erwähnten Arbeit befasste ich mich nicht mit der neogenen Sedimentserie, deshalb will ich dieselbe hier etwas ausführlicher besprechen.

Sarmatischer Ton, Kalkstein, Schotter. In der Gegend von Piliscsaba—Solymár—Nagykovácsi—Budakeszi sind — abgesehen von den jungen Süsswasserkalkflecken und der Löss- und Flugsanddecke — die paläogenen Schichtengruppen an der Oberfläche anzutreffen. Auf den zwischen die Ortschaften Páty—Tinnye—Budakeszi—Perbál—Telki entfallenden Anschnitt des begangenen Gebietes transgredierte nach der Ablagerung der paläogenen Schichtenserie vom grossen ungarischen Alföld (Tiefebene) her das miozäne Meer, so dass hier die Sedimente dieses Meeres und später des daraus hervorgegangenen pannonischen Binnensees über der paläogenen Serie zur Ablagerung gelangten. Das jüngste Glied der oligozänen Serie wurde unter der hangenden Schichtengruppe durch

⁶ Vergl. Kutassy, E.: Zur Stratigraphie der Trias der Budapest (Ofner) Gegend, Földtani Közlöny = Geol. Mitteilungen, LV, 1925, pag. 384 und Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest. (A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve, XXVII, 2.)

Halaváts⁷ aus dem artesischen Brunnen von Herceghalom nachgewiesen, man kann daher die allgemeine Verbreitung der oligozänen Ablagerungen an der Basis des Beckens mit Recht annehmen. Die dem Alter nach folgenden mediterranen Sedimente wurden ebenfalls im artesischen Brunnen von Herceghalom konstatiert, in unserem Gebiet tauchen sie nirgends an die Oberfläche herauf. Es ist möglich, dass im N-lichen Abschnitt unseres Gebietes auch diese vorhanden waren, jedoch durch die Denudation fortgeschafft wurden.

Das älteste sichtbare Glied der neogenen Serie ist die in ihrem unteren Teil hauptsächlich tonige, in den höheren Horizonten aus Kalksteinen und Abrasionsbreccien bestehende sarmatische Schichtengruppe. Die meisterhafte Beschreibung derselben ist aus der Feder Hantkens⁸ bekannt. Die liegende Schichtengruppe der Serie ist nur im N sichtbar, wo die sarmatischen Schichten unmittelbar das Oligozän überlagern, ob aber diese Schichten die tiefsten Horizonte des Sarmatikums repräsentieren, lässt sich nicht feststellen. In dem bereits erwähnten, vom begangenen Gebiet etwas S-lich gelegenen artesischen Brunnen von Herceghalom zeigt nämlich das Sarmatikum eine andere Ausbildung: es beginnt unter der 79 m mächtigen pontischen Gruppe in einer Tiefe von 118 m mit einem 1.68 m mächtigen Sandstein, unter dem ein 51 m mächtiger fossilienführender Ton folgt, was darauf hinweist, dass gegen das Innere des Beckens zu die Kalksteine gänzlich fehlen.

Hinsichtlich der oberflächlichen Verbreitung der Schichtengruppe ist es interessant, dass in der Umgebung von Uny, am Tabány- und Barát-Berg die Serie lückenlos vorhanden ist, wogegen in der Gegend von Tinnye und weiter S-lich nur die obere Kalksteingruppe, oder nur die litoralen Abrasionsbreccien anzutreffen sind, wie z. B. in der kleinen Einbuchtung am Südfuss des von Perbál O-lich gelegenen Hajnár-Berges. Ihre Verbreitung ist etwas grösser, wie es die bisherigen Aufnahmen zeigten, namentlich sind die Bruchstücke des sarmatischen Kalkes auch auf der Kote 275 neben der Kiscsévpuszta in der Gemarkung von Dág anzutreffen, das sarmatische Meer reichte demnach um mehrere km weiter gegen N.

Fossilienführende Schichten sind sowohl im unteren, tonigen Abschnitt, wie auch im Kalksteinhorizont der Serie ziemlich häufig. Die Schichten des Hantken'schen „Rissoa-Horizontes“ konnte ich in der

⁷ Halaváts, Gy.: Der artesische Brunnen von Herceghalom. (Földtani Köz- löny = Geol. Mitteilungen, Bd. XXII, pag. 202—206, 1892.)

⁸ loc. cit.

unteren, tonigen Gruppe an mehreren Stellen konstatieren, ihr schönster Aufschluss liegt im unteren Abschnitt des von der von Uny SW-lich gelegenen Kote 277 des Tabány-Berges gegen NW herablaufenden Grabens, an der Basis der Kalkwand. Hier lagern auf einer kleinen Schichtenfläche die ausgewitterten Gasteropoden in solcher Menge, dass man sie einfach zusammenkehren konnte. Für die Fauna des tonigen Horizontes ist das Übergewicht der Gasteropoden bezeichnend, Muscheln kommen in kaum einigen Arten und Exemplaren vor. Die Fauna der Kalke des oberen Horizontes ist viel ärmer und eintöniger, trotzdem der Kalk stellenweise nichts anderes, als eine Fossilienbreccie ist. Der Fauna des unteren Horizontes gegenüber ist diese durch das Übergewicht der Lamellibranchiaten gekennzeichnet. Mein Material wurde von Ilona Meznerics⁹ durch eigene Aufsammlungen ergänzt und aufgearbeitet. Hinsichtlich der faunistischen Daten verweise ich auf diese Arbeit.

Pannonischer Ton, Sand, Schotter. Als Resultat der allmählichen Versüßung des miozänen Meeres kam im Inneren des neogenen Beckens von Tinnye—Zsámbék der pannonische Binnensee zustande.

Die Ablagerungen desselben lernte ich auf meinem Gebiet in der Gegend von Uny, Tinnye, Budajenő und Páty kennen, wo gute Aufschlüsse kaum vorkommen und die Anwesenheit der pannonischen Sedimente meist nur durch die auf den Äckern massenhaft umherliegenden Fossilien verraten wird. In der räumlichen Verteilung der Schichtenserie zeigt sich insoferne eine Regelmässigkeit, als um Budajenő und Páty hauptsächlich die tieferen Mergel und Tone, um Tinnye hingegen am Bergrücken die gelblich-graulichen, lockeren Sandschichten vorherrschen. Zwischen den Sanden kommen bei Uny an der Flanke des Öreghegy auch flache Sandsteinkonkretionen, in der Nähe von Tinnye aber aus Dolomitgeröllen bestehende Schichten vor. Der pannonische Binnensee reichte weiter gegen N, als bisher angenommen wurde, indem N-lich von der Linie Uny—Tinnye auf der bereits erwähnten Kote 275 bei der Dáger Kiscsévpuszta auch fossilienführende pannonische Schichten zutage treten.

Organische Reste sind in den pannonischen Schichten im allgemeinen häufig, u. zw. sowohl in der tieferen, tonigen, wie auch in der höheren, sandigen Gruppe anzutreffen. In der letzteren kommen sie hauptsächlich in schotterigen Linsen und über denselben folgenden Sanden vor.

⁹ Meznerics, I.: Az uny—tinnyevideki fiatal harmadkorú üledékek földtani és őslénytani viszonyai. (Inaugural-Dissertation, 1930. Nur ungarisch.)

Sie sind im allgemeinen sehr gut erhalten, doch sind stellenweise die grösseren Formen, z. B. die grösseren *Melanopsis*-Arten ziemlich abgerollt, wahrscheinlich infolge der Brandung am Strande. Aus dem Material, das diese grossen Formen ausfüllt, lassen sich kleine Formen massenhaft herauschwemmen, wie dies durch L ő r e n t h e y¹⁰ in seiner auch die Fauna von Tinnye behandelnden Monographie nachgewiesen wurde. Das Fossilienmaterial des unteren, tonigen Horizontes ist noch ziemlich mangelhaft, es besteht vorwiegend aus dünnerschaligen Muscheln und erinnert in seiner Ausbildung und Zusammensetzung sehr an den Zementmergel von Beocsin, dem auch seine Situation entspricht. Aus den höheren, sandigen Horizonten stammen die Formen L ő r e n t h e y's her, die zwar noch in die untere pannonische Stufe gehören, jedoch bereits in den höheren Horizont hinüberführende Arten enthalten. Da L ő r e n t h e y die Faunen von Tinnye summarisch behandelt, erschien es mir nicht überflüssig, meine nach den einzelnen Fundorten auseinander gehaltenen Faunen zu bestimmen. Das aus der Gegend von Uny gesammelte Material wurde von Béla Árkossi in seiner Inauguraldissertation bearbeitet, die aber nicht im Druck veröffentlicht wurde. Später befasste sich auch I. Meznereics mit den Faunen der Gegend von Uny, wobei sie auch mein Material bearbeitete. Ihre Resultate sind in der zitierten Arbeit enthalten.

Levantinischer Süsswasserkalk. Im begangenen Gebiet dokumentieren hier und da kleine Flecke eines gelblichbraunen, dichten, zähen, vielerorts aragonitartigen Quellenkalkes die Verlandung des in Rede stehenden Gebietes in den Zeiten nach dem Rückzug des pannonischen Binnensees. Solche Süsswasserkalke sind am NO-Hang des Szénégető-Berges bei Tinnye in kleinen, kaum 10—15 m² messenden Flecken, dann S-lich vom Nagykerékdomb und an der W-Seite des Slanicka bei Piliscsaba am Ende des oberhalb des Hegerhauses befindlichen Grabens, sowie in mehreren kleinen Flecken auch an den Rändern des Grundgebirges zwischen Budajenő—Telki—Budakeszi und Páty anzutreffen. Fossilien fand ich in diesen Kalken bisher nicht, weshalb sich auch ihr Alter nicht genau bestimmen lässt, da sie aber petrographisch mit den hochgelegenen Süsswasserkalken des Svábhegy bei Budapest identisch erscheinen, möchte ich auch diese Vorkommnisse eher in das Levantikum, als in das Pleistozän stellen.

Pleistozäner Löss, Flugsand. Das Pleistozän ist in unse-

¹⁰ L ő r e n t h e y, I.: Die pannonische Fauna von Budapest. (Palaeontographica, Bd. XVIII, pag. 137—206.)

rem Gebiet durch Löss und Flugsand repräsentiert. An einzelnen Stellen scheint der Ablagerung des Lösses eine energische Denudation vorangegangen zu sein: die Basis des Lösses ist voll von Gesteinschutt. An anderen Stellen bildete sich im Liegenden des typischen Lösses ein Sumpfschlamm aus dem in kleine stagnierende Tümpel hineingewehten subaerischen Staub. Längs der tiefsten Depression, im Tal von Dorog—Leányvár—Piliscsaba brachte der hier sich freier bewegende Wind auch dem gröberen Flugsand herauf: die Täler des Lagers und der Schiessstätte von Piliscsaba, ja sogar die Ostseite des Grates sind vom Flugsand bedeckt, während auf die sanften Hügel an der S-lichen Seite der Depression nur mehr das feinere Material des Lösses hinaufgelangte.

Rezente Inundationssedimente. Im Gegensatz zur mehr-weniger lebhaften Sedimentation der verflossenen geologischen Zeitalter, ist in der Gegenwart auf unserem Gebiet kaum eine Sedimentation zu konstatieren. In den kleinen, meist wasserlosen Tälern häuft sich nur gelegentlich ausgiebigerer Regengüsse etwas Schutt an, verhältnismässig noch der meiste zu Füßen der kahlen Dolomitgebiete. In den tieferen Tälern von Piliscsaba und Tinnye ergeben sich aus der Umschwemmung der leicht nachgebenden Löss- und Flugsanddecke geringe Mengen eines schlammig—sandigen Inundationssedimentes. Hierher können wir auch den im Garancs-Teich, sowie im wasserbedeckten, von Schilf bewachsenen Gebiet an der Ostseite des Nagykerekdomb zur Ausbildung gelangten, schwarzen Moorboden rechnen, obzwar auch dieser nur eine sehr geringe Bedeutung besitzt.

II. TEKTONISCHE VERHÄLTNISS E.

Nach der kurzen Skizzierung der stratigraphischen Verhältnisse möchte ich hier — da ich die Tektonik des Grundgebirges in meiner erwähnten Arbeit¹¹ bereits behandelt habe — nur die Tektonik des durch tertiäre Ablagerungen bedeckten Gebietes beleuchten. Wir haben es hier mit einem auf das Grundgebirge aufliegenden Beckenrand zu tun, dessen Charakter jedenfalls durch die junge, brüchige Tektonik des Grundgebirges bestimmt wird. Das Gelände ist jedenfalls das Resultat von Dislokationen, die nach mehreren Bruchsystemen erfolgten. Es kommen hier vor allem die voreozänen Randbrüche des Grundgebirges in Betracht, doch dürften auch im Laufe des Eozäns ähnliche Bewegungen das Dorog—Tokoder Gebiet vom Vörösvärer Abschnitt getrennt haben. Mit solchen

¹¹ loc. cit.

Bewegungen hängt auch die infraoligozäne Abrasion zusammen, doch wurden auch die jüngeren Sedimente durch neuere Brüche betroffen und auch die levantinischen Süßwasserkalkflecke verdanken ihren Ursprung ähnlichen Bewegungen. Mit voller Sicherheit lassen sich auf unserem Gebiet nur 2 grosse Bruchlinien nachweisen, u. zw. der die sarmatische Kalkwand des neogenen Beckens von Tinnye—Zsámbék gegen W begrenzende, NNO—SSW-lich verlaufende, gewaltige Bruch, in dessen Fortsetzung der sarmatische Kalksteinfleck von Kiscsévpusza anzutreffen ist. Die zweite Bruchlinie begrenzt dieses Becken gegen N, der Garancs-Teich bezeichnet ihre NW—SO-liche Richtung und ihre Verlängerung führt gleichfalls zum sarmatischen und pannonischen Fleck bei der Kiscsévpusza.

Von diesen beiden grossen Verwerfungen ist die letztere die ältere, sie erfolgte vor dem Sarmatikum und schrieb durch ihren N-wärts gerichteten Graben die Grenze der sarmatischen Transgression vor. Die erstere ist jünger, sie erfolgte nach dem Sarmatikum und betraf auch die Kalkwand selbst. Für die postsarmatischen Bewegungen liefern die O-lich von Páty gelegenen grossen sarmatischen Kalksteinflecke schöne Beispiele, in denen das verschiedene, meist ziemlich steile Einfallen der einzelnen Schollen gut zu messen ist.

GEOLOGISCHE REAMBULATIONSARBEITEN IM NORDÖSTLICHEN TRANSDANUBIEN.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1921—1924.)

Von Dr. G. v. L á s z l ó.

Das reambulierte Gebiet erstreckt sich über die Gemarkungen der Gemeinden Bia, Torbágy, Herceghalom im Pester Komitat, dann Bicske, Ujbarok, Szár, Bodmér, Felcsut, Alcsut, Bot, Etyek, Doboz, Tabajd, Sós-kút, Pusztazámor, Gyúró, Vál, Tardos, Kajászószentpéter, Martonvásár, Ráckeresztúr, Baracska, Pusztapettend, Pázmánd, Vereb und Acsa im Komitat Fejér.

Im grossen und ganzen stellt dieses Gelände ein mesozoisches Senkungsfeld dar, im Norden von dem Vértes und dem Budaer Gebirge umgrenzt, gegen Süden in das grosse transdanubische Plateau übergehend, unter dessen jungtertiären und diluvialen Decken die Schollen des Grundgebirges hin und wieder noch hervorlugen. So sind obertriassische Dolomithorste an der gemeinsamen Grenze der Gemeinden Bot, Bicske und Alcsut an etlichen Punkten sichtbar, teils als Kulminationspunkte des Geländes (Csúcsoshegy, Málihegy, Sándorhegy), teils in Steinbrüchen unter sarmatischen Kalksedimenten aufgeschlossen (z. B. südlich von Gézapuszta). Es ist derselbe Dolomit, der am westlichen Rand des Senkungsbeckens, bei Szár und Bodmér bereits gebirgsbildend auftritt.

Ausser diesem untergeordneten Mesozoikum ist im genannten Gebiet nur das Neogen und Pleistozän bekannt.

Das O b e r m e d i t e r r a n, meist von Leithakalk vertreten, ist am westlichen Rand des Tétényer Plateaus auch in seiner tieferen, sandigen Fazies recht fossilreich entwickelt. Dieses hat bereits in 1861 M. v. H a n t k e n, dann neuerdings Prof. Dr. F. S c h a f a r z i k eingehend studiert und teilweise beschrieben. Eine weniger bekannte Fundstelle dieses Leithakalkes mag der aufgelassene Steinbruch auf der westlichen Lehne des Bolhahegy (187 m) unweit der Gemeinde Bia darstellen. Das Gestein führt dort neben reichlichen Quarzgeröllen an Fossilien: *Ostrea digitalina*, *Pecten elegans*, *P. leithaianus*, *P. latissimus*, *Cardium multicoatum*, *Cytherea*, sp. *Alveolina melo*, etc.

Bruchstücke desselben Gesteines liegen auch noch westlich von Sós-kút, an der Lehne des Kamenny Vrch in Wasserrissen und in der Ackerkrume zerstreut.

Ein weiterer interessanter Aufschluss wahrscheinlich desselben Alters und raschen Fazieswechsel darstellend ist am NW-lichen Ende der Gemeinde Bia, in einer kleinen Sand- und Kalksteingrube sichtbar. Hier konnten aus dem zuoberst gelegenen grauweißen Kalkstein *Venus multilamellata*, *Cerithium* sp. und *Alveolina* gesammelt werden.

Das Obermiozän (Sarmatische Stufe) ist durch mächtige Cerithienkalklager vertreten, deren beide Varietäten weit verbreitet auftreten. Es ist hier sowohl die an Molluskenresten reiche, dünnplattige, zähere, als auch die mehr Foraminiferen führende lockere Abart dieses Gesteines vertreten. In ersterer sind: *Cerithium rubiginosum*, *Maetra podolica* und *fabreana*, *Cardium obsoletum* var. *vindobonensis*, *C. latisulcatum*, *Tapes gregaria*, *Miliolina*, *Polystomella*, etc. die häufigsten Fossilien. Beiderlei Art Strandgebilde geben das beste Baumaterial ab.

Das Unterpliozän (Pannonisch-pontische Stufe) bildet sozusagen das sichtbare Gerüst des ganzen Geländes. In seinen tieferen Lagen sind stellenweise blaugraue Tone, in den höheren ähnlichgefärbte glimmerige Sande und Sandsteinbänke vorwiegend entwickelt. In den ersteren sind bei Etyek, Bot und Göböljárás die häufigsten Fossilien: *Congerina ungula caprae*, *Unio atavus* und *Melanopsis*, dann bei Alcsut und Felcsut neben *Melanopsis* auch *Limnocardium* und *Dreissensia*. In der meist fossilieeren sandigen Fazies kommen stellenweise grossmächtige, abgerundeten Brotläiben resp. Bienenkörben ähnliche Konkretionen vor.

Für das Oberpliozän (Levantinische Stufe) sind mit Tonen und Mergeln wechsellagernde, meist schotterige Sande charakteristisch. Letztere sind auch hier meist fossilieer und in fluviatiler Lagerung befindlich.

Von demselben Alter mag auch der Süßwasserkalk bei Óbarok sein, der als guter Baustein verwendet wird.

Im Pleistozän war im Karpatenbecken die Lehm- und Schluffbildung von ausschlaggebender Wirkung. Das transdanubische Hügelland ist sozusagen in seiner ganzen Ausdehnung von Löss bedeckt, indem dieses hauptsächlich subärische Sediment auf den Höhenrücken und an den Talrändern primär, in den Talsolen sekundär abgelagert überall anzutreffen ist. Nur als primäre Varietät und dann auch meist nur in seinen oberen Lagen ist der Löss hier fossilführend und zeigt meist einen allmählichen Übergang in die tiefere, sandige, fossilfreie Fazies. Erstere bildet das Substrat des so

fruchtbaren Lehmbodens, während wo die tiefere Fazies zutage tritt, sandige (Flugsand) Böden verbreitet sind.

Zur hydrogeologischen Charakteristik des Geländes genügt die Feststellung, dass obzwar in den breiten Flusstälern die gewöhnlichen Schachtbrunnen ergiebig sind, solche auf den Plateaurücken meist wasserarm zu sein pflegen. Daher sahen sich einige grosse Meierhöfe gezwungen Bohrbrunnen anzulegen, welche bis 250 m abgetäuft reichliches Wasser geben, das aber nur bis 16—20 m unter dem Gelände zu steigen vermag.

GEOLOGISCHE NOTIZEN AUS DEM GERECSÉ-GEBIRGE.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1921—1924.)

Von Dr. Gy. Vigh.

Im Sommer 1921 wurde ich mit der detaillierten Kartierung der mesozoischen Bildungen des Gerecsé-Gebirges betraut. Die Aufgabe war schön, die Arbeitsmöglichkeiten der ersten Jahre, besonders des Jahres 1923 waren aber umso ungünstiger. Ich begann meine Arbeit in der Gemarkung der Ortschaften Lábatlan und Piszke, wo die mesozoischen Bildungen in den grossen Marmorsteinbrüchen gut zu studieren sind.

Am Aufbau vom begangenen Teil des Grundgebirges sind der mit dem obertriassischen Dolomit wechsellagernde Dachsteinkalk, verschiedene Horizonte der Juraperiode repräsentierende Kalk-, Horn- und Feuersteine, sowie neokome Mergel und Sandsteine der unteren Kreide beteiligt. In den zwischen den emporragenden einzelnen Schollen gelegenen Becken und an mehreren Stellen auch auf den Horsten sind die mesozoischen Schichten durch eozäne und oligozäne Bildungen überlagert, während längs der grossen Bruchlinien — im Inneren des Grundgebirges bis 400 m emporsteigend — pliozäne—pleistozäne Kalksteine abgelagert wurden.

Im N-lichen Abschnitt des Gebirges herrschen die jüngeren mesozoischen Bildungen vor, während weiter gegen S die jüngeren allmählich zurücktreten und immer ältere auftauchen. Diese Erscheinung hängt mit dem vorherrschenden NW-lichen Einfallen der Schichten zusammen, das im S-lichen Abschnitt nur unerheblich durch die Brüche modifiziert wurde, die das Grundgebirge in N—S-lich verlaufende, lange, parallele Züge gliedern. Hier ist also die Erscheinung augenfälliger, wie im N, wo die Hauptbrüche durchquerende NW—SO-liche Brüche die allgemeinen Lagerungsverhältnisse bereits störten und das Grundgebirge in grössere-kleinere Schollen zerteilend, die verschieden alten mesozoischen Bildungen in grosser Mannigfaltigkeit nebeneinander würfelten.

Die ältesten in den Schollen des N-lichen Gerecsé-Gebirges zutage tretenden Bildungen sind die mit dem obertriassischen Dolomit wechsellagernden und die dolomitfreien Dachsteinkalke. Der erstere kommt am NW-lichen „Sacky lucky“ genannten Hang des Nagygerecsé, ober- und

unterhalb des vom Gerecseer Jägerhaus nach Tardos führenden Weges in einer Länge von etwa 100 m vor und zw. von 400 m ü. d. M. bis zum Weg, der zwischen 560—580 m verläuft. Er ist aber auch in den tiefen Taleinschnitten der Ostseite anzutreffen. Der Dolomit ist weiss, gelblich oder grau, oft zuckerkörnig, stellenweise sehr dünn geschichtet und stark bituminös. Einzelne Stücke sind schneeweiss und so dicht, dass sie an Mergel erinnern. Dieser mit Dolomit wechsellagernde Schichtenkomplex repräsentiert den unteren Teil des Dachsteinkalkes und gehört auf Grund der am Nordhang des Gerecse gesammelten *Worthenia escheri* bereits in die norische Stufe.¹

Dieser Schichtenkomplex kommt in grosser Ausdehnung auch im Esztergomer (Graner) Kohlenbecken vor.²

T a e g e r beobachtete im Vértes-Gebirge im höheren Horizont des Dachsteinkalkes Dolomitzwischenlagen, die auch ich im Gerecse-Gebirge, u. zw. im Dachsteinkalk des Kecskekő konstatieren konnte.

Die Basis der übrigen Schollen des Gerecse-Gebirges, namentlich des Bajóter Öregkő, des Sárkányluk-Grates am Berzsekhegy, des Tölgyhát, Pockő, Kis- und Nagyeménkes, Törökbükk, Nagy- und Kispisznice, Marótihegy, Kisgercse, Csonkás, Bagolyhegy, Nagy- und Kistekehegy besteht aus dolomitfreiem Dachsteinkalk. Der tiefere Teil desselben gehört in das N o r i k u m und stellt die heteropische Fazies des alpinen „Dachstein Dolomits“, des Hauptdolomits dar. Dies beweisen die aus demselben an mehreren Stellen zum Vorschein gekommenen Megalodonten: *M. cf. seccoi* P a r. und *M. böckhi*³, ferner die im Kalkstein des aufgelassenen Steinbruches an der Ostseite des Nagyeménkes vorkommenden, kleinen, dünnchaligen Megalodonten.

Die höhere Partie des Dachsteinkalkes gehört in das R h ä t i k u m. Etwa 5—25 m unterhalb der Grenze des unteren Lias liegt nämlich ein 3—6 m mächtiger, fossilienführender Horizont, der mit grossen Megalodonten und Dicerocardien vollgestopft ist. Auch diese sind zwar nur Steinkerne, doch wurde an Stelle ihrer Schalen ein rötliches, mergeliges Material — nach F r e c h verkalkte Terra rossa — abgelagert, das die ursprüngliche Gestalt der Schale so getreu wiedergibt, als hätte man

¹ Detailliertere Angaben in V i g h: Zur Kenntnis d. Trias im Budaer und Gerecse-Gebirge. (Földtani Közlöny, Bd. LVII, 1927, pag. 148.)

² R o z l o z s n i k—S c h r é t e r, R o t h v o n T e l e g d: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. (Montangeol. Verháln. d. Esztergomer Kohlenreviers.) Budapest, 1922. (Nur ungarisch.)

³ L i f f a, A.: Geol. Notizen aus d. Gerecsegebirge u. dessen Umgebung. (Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1906, pag. 187—202, Budapest, 1908.)

komplette Exemplare vor sich. Eine besonders reiche Megalodontenfauna sammelte ich in dem gerade in Betrieb stehenden unteren Steinbruch des Pockó, aus dem 2—4 m unter dem Lias gelegenen, oberen Horizont des Dachsteinkalkes, von wo bereits H a n t k e n⁴ das massenhafte Vorkommen der Megalodonten erwähnte. Hier sind besonders *Megalodus tofanæ* H ö r n. var. *gryphoides* G ü m b. und *M. damesi* H ö r n. sehr häufig, ausserdem Fragmente, die auf *Dicerocardium ? incisum* F r e c h und *D. ? mediofasciatum* F r e c h verweisen. Ein reicher Fundort ist auch die Südseite des Bajóter Öregkő, von wo F r e c h *Dicerocardium incisum* var. *cornuta* beschrieben hatte. In ziemlich grosser Anzahl kommen die Megalodonten auch an beiden Seiten des Bagoly-Tales, namentlich im Kalkstein des bei der „roten Brücke“ eröffneten Steinbruches etwa 4—5 m unter der Grenze des unteren Lias, ferner im grossen Steinbruch des Kecskekő vor. Der hellgraue Dachsteinkalk wird durch das an Stelle der ausgelösten Schalen eingelagerte, rötliche Material bunt gefärbt, ähnlich, wie im Steinbruch des Pockó.

Die Ausbildung des Dachsteinkalkes ist im Gerecse-Gebirge ziemlich abwechslungsreich und von der allgemeinen einigermaßen abweichend. Am NW-Ende des Nagypisznice, auf der „Pisznice-Nase“ ist im aufgelassenen N e d e c z k y'schen Steinbruch zwischen die hellgrauen Kalksteinschichten ein dunkelgrauer, mergeliger, bituminöser Kalkstein⁵ eingelagert, der von einer mergeligen, blätterigen, schieferigen, tonigen Schicht begleitet wird. Im dunklen, mergeligen Kalk sind Durchschnitte von F o s s i l i e n zu finden, die sich nicht befreien lassen, während sich der Schlammrückstand der tonigen Schicht vollkommen taub erwies.

In der oberen, in das Rhätikum gehörigen Partie des Dachsteinkalkes, unter dem Lias, meist die Megalodonten-Schichten in ihrem Liegenden begleitend kommen 1—3 je 10—25 cm mächtige, Kalkschuppen enthaltende, graue, sich fett anfühlende Tonschichten vor, deren Schlammrückstand ebenfalls keine Fossilien lieferte. Diese Tonschicht ist auch am Bajóter Öregkő, am Nagypisznice, Nagyeménkes und in den beiden Steinbrüchen bei der „roten Brücke“ im Bagoly-Tal anzutreffen.

Am Ausgang der Triasperiode verursachten die altkimerischen

⁴ H a n t k e n, M.: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. (Geol. Verhältnisse der Gegend von Lábatlan.) A Földt. Társ. Munkálatai. (Arbeiten der Geol. Ges.) Bd. IV. pag. 48. Bpest. 1876. (Nur ungarisch.) Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien, 1868, No. 1, pag. 6.

⁵ S t a f f, H. v.: Beitr. z. Stratigr. u. Tektonik d. Gerecse-Gebirges. (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. Bd. 15, 1904—07, pag. 194.)

synorogenen Bewegungen.⁶ Schwankungen des Meeresspiegels und die hierdurch veränderten Lebensbedingungen verursachten das massenhafte und rapide Absterben der Megalodonten und die Anhäufung ihrer Schalen in den höheren Horizonten des Dachsteinkalkes. An der Oberfläche des auf kürzere-längere Zeit trockengelegten Dachsteinkalkes bildeten sich Spalten und die Erosion nagte Gräben und Vertiefungen hinein. Das Liasmeer — dessen tiefste Sedimente aus dem Gerecse-Gebirge bisher noch nicht bekannt sind — transgredierte über diese unebene Oberfläche des Dachsteinkalkes. Sein Vordringen ist nicht gleichmässig und allgemein, es überflutete nicht gleichzeitig das ganze Gebirge. Übrigens ist die ganze Sedimentfolge des Jura durch das beständige Schwanken des Meeresspiegels charakterisiert, was sich in häufigen Änderungen der Fazies offenbart.⁷

Seine tiefsten Schichten: die hellgelblichen, fleischfarbigen, dickbankigen Kalksteine der Brachiopoden-Fazies kommen beim Sárkányluk, am Tölgyhát, Pockó, Kiseménkes, Domoszló, Maróti-Berg, Nagypisznice, Csonkás, Kisteke und Bagoly-Berg, sowie im oberen Teil der beiden Steinbrüche bei der „roten Brücke“ vor und entsprechen dem *Psiloceras megastoma*-Horizont, während die roten Kalke der Ammoniten-Fazies am Bajóter Öregkő, Tölgyhát, Nagyeménkes, Törökbükk, Domoszló, Nagypisznice, Kisgercse und Csonkás-Berg anzutreffen sind.

Im W-lichen Teil des Gerecse-Gebirges zeigt der Lias eine abweichende Ausbildung. Hier offenbart sich der Charakter der später einsetzenden Transgression deutlicher, wie bei den vorhin besprochenen Vorkommnissen, wo die Lagerung der Liasschichten über dem Dachsteinkalk scheinbar konkordant ist, ja in den beim Sárkányluk und am Tölgyhát befindlichen Steinbrüchen sogar kontinuierlich zu sein scheint. Hier, namentlich am Teke-Berg, den ich im Herbst 1922 aufsuchte — während ich die Asszony-, Hosszúvontató- und Nagysomlyó-Berge, wo die Ausbildung und Lagerung des Lias nach den Angaben der Literatur ähnlich ist, noch nicht⁸ begehen konnte — ist der Lias in der charakteristischsten „Hierlitz“ Brachiopoden-Fazies (Lias β) ausgebildet. Der helle, eher graue als blassrosafarbige Kalkstein lagerte sich in die präexistierenden Klüfte und Vertiefungen des Dachsteinkalkes hinein und seine Schich-

⁶ Vigh—Cramer—Kolb: Beobachtungen im Gerecse-Gebirge (Mitteil. über Höhlen- und Karstforschung, Berlin, Jahrg. 1931, Heft. 1, pag. 4.)

⁷ Bezüglich des Nordrandes des Gerecse-Gebirges siehe Vigh: Führer i. d. Gerecse-Gebirge, nach Lábatlan und Piszke. (Führer zu den Studienreisen der Paläontologischen Gesellsch. b. Gelegenheit d. Paläontologentages in Budapest, 1928.)

⁸ Bis 1924.

ten sind voll von Brachiopoden, die zuerst von Hofmann aufgezählt wurden.⁹ Dieselben Schichten enthalten auch Fragmente kleiner „Hierlatz“ Ammoniten.

Die Bildungen des mittleren Lias wurden zuletzt von K. Kulcsár¹⁰ studiert, der 3 Fazies nachweisen konnte: 1. die dunkelrote, manganknollenführende; 2. die hellrote Kalksteinfazies, die beide in den Horizont des *Amaltheus margaritatus* gehören und 3. die im Tölgyháter Steinbruch lokal auftretende graue Tonfazies, die viele Fischzähne enthält. Die Kalkschichten kommen in den Steinbrüchen des Tölgyhát und Pockó, am NO-Ende des Ujhegy, in dem unterhalb des Ördögáter Mergelbruches ausgehenden Talursprung, am Nagyeménkes, Törökbükk, Domoszló, Nagypisznice, Kisgerese, Csonkás, am S-lich davon gelegenen kleinen Grat und am Puchó vor.

Die Oberfläche der unteren, hauptsächlich aber der mittleren Lias-schichten ist stylolitisch. Die gut geschichteten, leicht abzubauenen, 0.05—2—3 m mächtigten Bänke der fleischfarbigen, hell und dunkelroten, gelblichen Kalke des unteren, besonders aber des mittleren Lias lieferten den alten, berühmten „Gerecseer Marmor“.

Die oberen Schichten des mittleren Lias werden allmählich toniger. In den am Tölgyhát und beim Sárkányluk gelegenen Steinbrüchen lagert der das Vordringen des Meeres bezeichnende, Fischzähne enthaltende Ton im Hangenden des Kalksteins und hier über diesem, an anderen Stellen unmittelbar über dem Knollenkalk des Lias folgen die stark tonigen und knolligen, dunkelroten, stellenweise gelb gefleckten Kalksteine des oberen Lias, mit einer sehr reichen, für die Horizonte des *Hildoceras bifrons* und des *Harporceras (Lioceras) radians* charakteristischen Fauna.¹¹ Die Mächtigkeit der lockeren, tonigen, knolligen Schichten beträgt 2—3, höchstens 4 m. Hiernach folgen etwas härtere, tafelige, knollige, dünnbankige Schichten, die schon in den Dogger (Aalanien) gehören und die allmählich in die gleichfalls knolligen Schichten des Bajociens übergehen. Die ersteren sind im Gelände vom liegenden knolligen oberen Lias meist nicht zu trennen. Die letzteren unterscheiden sich einesteils durch ihre Härte und ihren starken Klang, andererseits durch ihre hellroten Tonüberzüge von den dunkel rostrot überkrusteten Schichten des oberen Lias.

⁹ Hofmann, K.: Üb. d. auf d. rechten Seite d. Donau, zwisch. Ószöny und Piszke ausgef. geol. Spezialaufnahmen. (Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1883, pag. 25, 29, und Földtani Közlöny, Bd. XIV, pag. 329.)

¹⁰ Kulcsár, K.: Die mitteliassischen Bildungen des Gerecsegebirges. (Földtani Közlöny, Bd. XLIV, 1914, pag. 150.)

¹¹ Siehe: Vigh, Führer.

Die Horizonte der unteren Doggerkalke ($a-d$) werden durch die in denselben vorkommenden Versteinerungen: *Harpoceras* (*Lioceras*) *opalinum* Qu., *Ludwigia murchisonae* Sow. und *Stepheoceras humphresianum* Sow. bestimmt.¹²

Über den Kalksteinen folgen in einer Gesamtmächtigkeit von 5–8 m Feuerstein- und Hornsteinschichten von verschiedener Mächtigkeit und Farbe (grau, schwarz, braun, rot, gelblich). Ihre Oberfläche ist glatt, wellenförmig, ihr Material stark zerklüftet, so dass es beim Draufschlagen in kleine, eckige Splitter zerfällt. Es ist dies eine einheitlich erscheinende, aber in ihren Details auf ihrem ausgedehnten Verbreitungsgebiet einen ausserordentlichen Abwechslungsreichtum aufweisende Bildung. Neben der vom Tölgyhát gegen den Pockó führenden Industriebahn sammelte ich aus der Kalkstein-Zwischenlage der oberen Partie des Feuersteins *Aspidoceras lábatlanensis* Vigh, der mit Formen des unteren Oxfordien verwandt ist. Bezüglich der Mikrofauna verweise ich auf die Mitteilung von Vadász¹³ und auf den bereits zitierten Führer.

An der Ostseite des Tölgyháter Steinbruches schalten sich in den oberen Horizont des Feuersteins immer zahlreichere Kalksteinschichtchen ein, so dass der Feuerstein schliesslich nur mehr in gestreckten Linsen und dünnen Bändern in der Kalksteinschicht vorkommt. Zum Schluss folgt eine 1,5 m mächtige, dichte, zähe Kalksteinbank, die in ihrem basalen Teil mit unregelmässig geformten Feuersteinknollen erfüllt ist, während der obere Teil feuersteinfrei blieb. Die ganze Kalksteinbank ist knollig; die einzelnen Knollen enthalten meist Fossilien, jedoch in sehr schlechter Erhaltung. Ihre Fauna habe ich im Führer des Paläontologentages bereits mitgeteilt. Die Form *Peltoceras transversarium* verweist die Schichten in die untere Abteilung des Oxfordien. Die Feuersteine aber stelle ich auf Grund ihrer stratigraphischen Position in das Bathonien-Callovien. Ich betrachte die Schichtenserie im O-lichen Teil des Gerecse-Gebirges für kontinuierlich. Dem gegenüber transgrediert im W-lichen Teil des Gebirges das Tithon bestimmt. Dies konstatierte Vadász am Asszony-Berg und ich im Sommer 1924 am Szél-Berg. An beiden Stellen überlagert es den Lias.

Die Feuersteine und Hornsteine sind die verbreitetsten Gesteine des

¹² Siehe: Vigh, Führer.

¹³ Vadász, E.: Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a jura időszak alatt. (Sedimentationsverhältnisse im Ung. Mittelgebirge währ. d. Jura-zeitalters.) Math. és Termtud. Értesítő, Bd. XXXI, Heft I. 1913. (Nur ungarisch.)

Gerecse-Gebirges. Sie kommen ausser dem Tölgyháti Steinbruch auch in jenem beim Sárkányluk, in der Nyagda, am Margit-Berg, im Hajós-Tal, am Tűzköves-Berg in mehreren Flecken, auf der N-lichen Hochebene und den beiden W-lichen Nebengraten des Törökbükk, an der Südseite des Nagyeménkes, am Nagypisznice, Domoszló, auf dem von Pisznice-Sattel in den mit der Kote 375 m bezeichneten Sattel hinüberführenden Grat, am Kisgerecse, an der N-lichen Nase des Puchó und auf dem N-lich davon gelegenen kleinen Grat vor.

Der Oxfordkalk konnte auch im Sárkányluker Steinbruch nachgewiesen werden. Er lässt sich auch auf der Südseite des Margit-Berges in bedeutender Länge verfolgen und wird am höheren Abschnitt des Hanges von untertithonischem Diphienkalk überlagert. Der Oxfordkalk bleibt an mehreren Stellen fossilfrei und verjüngt sich sehr. In diesen Fällen wird der karneolrote, kalzitaderige Feuerstein fast unmittelbar von einer typischen, 1—2 m mächtigen Untertithonkalkbank¹⁴ überlagert, die stellenweise eine reiche Ammonitenfauna enthält. Einige für das untere Tithon charakteristische Fragmente von *Perisphinctes*, *Phylloceras*, sowie auch von *Pygope diphya* sind in fast allen Vorkommnissen anzutreffen.

Der untertithonische Kalk kommt mit *Pygope diphya* und einem dicht gerippten *Perisphinctes* im Sárkányluker Steinbruch und auf dem von dort ostwärts führenden Weg, neben der Industriebahn zwischen den Steinbrüchen des Tölgyhát und des Pockó und an dem in den Mergelbruch des Pockó führenden Weg¹⁵ in der Nyagda, am Margit-Berg, im Hajós-Tal am Tűzkö-Berg und an mehreren Stellen des vom Eménkes-Sattel in den Tölgyháti Steinbruch führenden Weges, an den Hängen des Hársberek (Nordende des Kiseménkes), auf den beiden W-lichen Nebengraten des Törökbükk, im Talursprung des Cigánybükk und im Paprét-Graben vor.

Über dem Tithonkalk lagert eine grau getönte, glaukonitische Kalkbreccie, die viele dichte, graue Kalkstückchen enthält. Sie ist überall anzutreffen, wo der Tithonkalk — wenn auch nur in Geröllen — vorkommt. In grösster Menge ist sie am Margit-Berg zu beobachten. Fossilien fand ich in derselben nicht. Sie bildet einen Übergang zwischen Tithon und Neokom.¹⁶

¹⁴ Es ist dies der Kalk, aus dem auch die im Paprét-Graben gesammelte untertithonische Fauna Hofmann's her stammt.

¹⁵ Vigh: Führer .

¹⁶ Vigh: Führer .

Oberhalb dieser Breccie beginnen die neokomen Schichten¹⁷ im allgemeinen mit einem rötlich lila gefärbten, sandigen Schiefer und gehen allmählich in den grauen Zementmergel über. Die tiefsten Schichten zeigen übrigens an den verschiedenen Stellen ihres Vorkommens eine sehr wechselnde Ausbildung. Am Berzsek-Berg neben dem grossen Mergelbruch und im Ördöggáter Steinbruch an der Westseite des Pockó sind zahlreiche, 3—4 Finger breite Sandsteinschichten in den Mergel eingelagert. Nur im Mártonkuter Mergelbruch fand ich im Mergel einige z. T. schalige *Holcostephanus*-Exemplare.

Einige neue Vorkommnisse des Mergels: der vom Kecskék N-lich gelegene, vom Hársberek ausgehende, erste, flache, sanft abfallende Nebengrat; der Hang des Cigánybük unterhalb des Nagypisznice; die flache Höhe des Kisgercse beim Ursprung des kleinen N-lichen Nebentales; der unterhalb der „Pisznice-Nase“ liegende Abschnitt des vom Szárguldó zum Piszniceer Marmorbruch führenden Weges; das untere Ende der beiden W-lichen Nebengrate des Törökbük.

Die vielen kleineren, vereinzelt auftauchenden, neuen Vorkommnisse des über dem Mergel folgenden glaukonitischen Sandsteins von Lábatlan übergehend, will ich nur jenes vom Bagoly-Tal erwähnen, an dessen beiderseitigen Hängen er in grosser Ausdehnung auftritt.

Bezüglich der tertiären Schichten will ich nur ein Vorkommen anführen, das bisher in der Literatur nicht erwähnt wurde. Von den altertären Schichten reicht nämlich das Eozän tief in das Cigánybük Tal hinein, an dessen südlichem Hang es neben Felsövadács bis zum Fuss des Csonkás emporsteigt.

Seine tiefsten Schichten, die verschieden (rotlila, grünlich, grau) gefärbten terrestrischen Tone sind an den beiden Seiten des Weges aufgeschlossen, der im Talgrund gegenüber dem Szépforrás (Schönbrunn, neben der Paprét-Wiese) dahinzieht. Über den Tonen ist Süswasserkalk mit Pyrguliferen sichtbar, dessen Brocken auch neben der oberhalb der Quelle niedergeteuften Bohrung umherliegen, sowie auch unterhalb des von der Quelle auf den Gerecse führenden Weges und am Nordfuss des Csonkás oberhalb der Eisenbahnstrecke verstreut anzutreffen sind.

Über dem Kalkstein folgen der Sand und die tonigen Schichten der Striata-Schichtenserie auf der dem Szépforrás gegenüberliegenden Seite des Tales und auf der zum Csonkás hinaufziehenden Lehne, wo sie neben der Eisenbahn an zwei Stellen aufgeschlossen sind, ferner

¹⁷ Somogyi, K.: Das Neokom d. Gerecse-Gebirges. Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. Bd. XXII, N^o 5. (1916.)

im unteren Abschnitt des bei Alsóvadács von O her mündenden Tales (Grabens).

Am Gipfel des Pockó sind die tiefsten quarzschotterigen Schichten des pliozänen Süßwasserkalkes in kleinen Fetzen anzutreffen.

Wahrscheinlich pliozäne, z. T. schon pleistozäne Süßwasserkalke sind an vielen Stellen, sogar bis zu einer Höhe von 360 m anzutreffen. Sie wurden hier von den längs der Brüche herausbrechenden Quellen abgelagert, u. a. z. B. an der Südseite des Margit-Berges bei der Grenze des Dorfes, wo eine gewaltige, NW—SO-liche Verwerfung verläuft, ferner an mehreren Stellen im „Vékony Cser“ und an dem gegen Alsóvadács ziehenden Grat, wo er im Jahre 1922 kurze Zeit sogar gebrochen wurde.

ÜBER DIE UMGEBUNG VON SZENTENDRE, LEÁNYFALU, DUNABOGDÁNY UND POMÁZ.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1924.)

Von Dr. Aladár Vendl.

Das begangene Gebiet wird im S vom Pomázer Tal, im O von der Donau, im N vom Felsőbogdányer Bach begrenzt. Gegen W reicht das untersuchte Gebiet ungefähr bis zu der von Sikáros zum Kalbskopf gezogenen Linie. Der grösste Teil der Gemarkung von Pomáz ist jedoch noch rückständig.

Die am Aufbau des Gebietes beteiligten Gebilde sind grösstenteils schon bekannt. Aus diesem Grunde möchte ich in der vorliegenden kurzen Zusammenfassung bloss einige wichtigere tektonische Charakterzüge dieser Gegend hervorheben. Denn, obzwar das begangene Gebiet viel kleiner ist, als dass sich ein allgemein gültiges und dabei detailliertes tektonisches Bild entwerfen liesse, können einige wichtigere Beobachtungen immerhin schon jetzt fixiert werden.

Das Gebiet ist im S von dem auch morphologisch abweichenden Grundgebirge begrenzt, dessen weiter N-wärts folgender Teil längs einer Verwerfung versunken ist. Gegen NO taucht das Grundgebirge nur im Naszál an der Oberfläche auf. Die dazwischen liegenden Gebiete sind von tertiären Gebilden ausgefüllt.

Längs des erwähnten Bruches zieht sich in WNW—OSO-licher Richtung das Tal von Pomáz dahin, an dessen rechter Seite der Dachsteinkalk des Grundgebirges steil emporragt. Dieses Tal bildet demnach eine scharfe morphologische Grenze zwischen dem Andesitgebiet und dem Grundgebirge. Das letztere wird mit einem gegen 2—3^h gerichteten Einfallen von den Schichten des Oberoligozäns, Untermediterrans und Andesittuffes überlagert, wie dies in den Aufschlüssen am Südhang des Messzalia-Berges und des beim Kiskovácszer Meierhof mündenden Holdvilág-Grabens sichtbar ist.

Im Gebiet des Kis- und Nagycsikóvár, sowie im allgemeinen N-lich vom Messzalia-Berg ist das durchschnittliche Einfallen gegen SSW (13—15^h) gerichtet. Nördlich vom Grundgebirge gelangte demnach eine randliche Synklinale zur Ausbildung, deren Flügel ziemlich steil sind: die



Schichten fallen durchschnittlich unter $10-20^{\circ}$ ein. Die Achse dieser Synklinale verläuft gegen 8^h über den Messzalia-Berg, gegen 20^h aber in der Gegend der Gyopár-Quelle beim Ursprung des Holdvilág-Grabens. Diese Synklinale liesse sich ohne Zweifel noch erheblich weiter gegen W verfolgen und ich vermute — obzwar ich dieses Gebiet noch nicht begangen habe — nach den bisherigen Beobachtungen die Achse derselben in der Nähe der Kote 690 WSW-lich vom Dobogókő.

Nördlich von dieser Linie finden wir im begangenen Gebiet überall ein durchschnittlich gegen SSW und SW gerichtetes Einfallen, abgesehen von geringfügigen lokalen Abweichungen an solchen Stellen, wo der Andesittuff schon ursprünglich in stark geneigter Lage zur Ablagerung gelangte. Diese Regel des Einfallens, resp. diese Tektonik spiegelt sich auch in der Morphologie der N-lichen Partie des Gebietes wieder: an den höher emporragenden Graten sind die NNO-lichen, resp. NO-lichen Hänge steil, weil hier die Schichtenköpfe hervortreten (escarp, cuesta), wogegen die SW-lichen Hänge sanfter abfallen, da sie Schichtflächen darstellen. Sehr gut lassen sich diese Verhältnisse am Pismány-Berg, im Tyukovác-Tal, auf den Kolevka-, Manyás-, Nyerges-Bergen, am Gipfel der Vöröskő-Felsen, auf der Öregbük-Höhe u. s. w. beobachten.

Daneben lassen sich jedoch in diesem Gebiet auch die für das Ungarische Mittelgebirge bezeichnenden Brüche konstatieren. Längs der Verwerfungen erfolgten jedoch nur geringere Dislokationen, so dass die Brüche die allgemeinen Richtungen des Streichens und Einfallens nicht wesentlich beeinflussen. Naturgemäss bleiben die Bemühungen zur Verfolgung der Brüche in dem vom Andesittuff bedeckten Gelände oft erfolglos. Unmittelbar lassen sich die Brüche nur an solchen Stellen beobachten, wo die im Liegenden des Tuffes befindlichen mediterranen oder oligozänen Schichten zutage treten.

Die auffälligsten Verwerfungen sind in der Gegend von Tahi und Dunabogdány zu beobachten; besonders die Aufschlüsse des Herrschafts- und des Felsőbogdány-Baches sind in dieser Hinsicht lehrreich. Der Herrschafts-Bach verläuft — wenigstens in einem Abschnitt — längs einer Bruchlinie. Augenfällig ist z. B. im Tal dieses Baches der Aufschluss unweit der Kote 225, wo der Pectunculus-Sand und der untermediterrane Pecten-Sandstein mit fast identischem Einfallen neben einander auftreten und der Bach auf der Bruchlinie fließt.

Da der Andesittuff im allgemeinen das gleiche Einfallen zeigt, wie die unter demselben folgenden oligozänen und untermediterranen Schichten, gewinnt man den Eindruck, dass die wesentlichsten tektonischen Bewegungen nach der Ablagerung des Andesittuffs erfolgt sein dürften.



BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DES BORSOD—HEVESER BÜKK- GEBIRGES UND DES NEOGENEN HÜGELLANDES SEINER UMGEBUNG.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1917—1918.)

Von Dr. Zoltán Schréter.

Der nordwestliche Ausläufer des Borsod—Heveser Bükk-Gebirges: das Upponyer Inselgebirge, das von der Hauptmasse des Gebirges durch eine schmale tertiäre Bucht getrennt ist, wird von den nachstehenden geologischen Bildungen aufgebaut:

1. Devonischer—unterkarbonischer Kalkstein. Im NW-lichen Abschnitt des Upponyer Inselgebirges tritt längs einer grossen Verwerfung in einer steilen Felswand ein hellgrauer, mitunter dunkelgrauer, oft halb kristallinischer, selten serizitischer Kalkstein auf, der wahrscheinlich in das Devon oder in das untere Karbon gehört. Er ist fossilifer, gut geschichtet und fällt unter $60-70^{\circ}$ gegen SO (140°) ein. Derselbe Kalkstein taucht in kleineren Schollen auch in der Gegend von Disznóshorvát, Kurittyán und Szendrő zwischen den Schichten des Neogens auf. Identische Gesteine kommen in grösserer Ausdehnung am Hochplateau des Bükk-Gebirges vor.

2. Oberkarbonischer Kalkstein, untergeordnet Tonschiefer. Im Hangenden der devonisch—unterkarbonischen Kalksteine folgt ohne scharfe Grenze ein dunkelgrauer, dünn-schichtig—plattiger Kalkstein mit ähnlichem, unter $50-60^{\circ}$ gegen SO (135°) gerichtetem Einfallen. Darüber folgt dunkelgrauer Kalkstein, mit dazwischengelagertem Tonschiefer. Ersterer enthält auf das obere Karbon verweisende Petrefaktenspuren. Seine Schichten ziehen sich in der Gegend des Kőrözsatető—Fehérkőbérc—Lázhíd dahin und sind längs der Täler von Uppony und Csernely gut aufgeschlossen.

3. Oberkarbonischer Tonschiefer und Sandstein. Im Hangenden der vorigen Schichtengruppe folgt in einer Breite von etwa 1 km eine aus dunkelgrauem Tonschiefer und Sandstein bestehende Schichtenserie, die in der Gegend des Középbérc und des Raginc-Tales ebenfalls unter $40-60^{\circ}$ gegen SSO (150°) einfällt, und bisher noch keine Versteinerungen lieferte. Der dünn-schichtete Tonschiefer und der Sandstein wech-

seln sich wiederholt ab. Im Tonschiefer kommen stellenweise kleine manganhaltige Limonitlinsen vor, in die in früheren Zeiten Schurfstollen getrieben wurden.

4. Kristallinischer Kalkstein. Neben Nekézseny, etwas N-lich davon ist am Strázsahegy der oberkarbonische Tonschiefer von einem grauen, kristallinen Kalkstein überlagert, dessen Fortsetzung ONO-wärts im untersten Abschnitt des Raginc-Tales in der Gestalt eines durch Limonit gefärbten, braunen Kalksteins, weiter, an der linken Seite des Bán-Tales aber wieder in einem schmalen Streifen des kristallinen Kalksteins anzutreffen ist.

5. Oberkretazische (Turon—Senon) Bildungen. An der SO-Seite des Upponyer Inselgebirges sind über den karbonischen Bildungen oberkretazische Bildungen von der Gosau-Fazies anzutreffen. Ihre Schichten bestehen vorwiegend aus braunen Sandsteinen und Konglomeraten, deren Komponenten aus Quarz und Kalk bestehen. Stellenweise ist auch roter, etwas schieferiger Ton dazwischengelagert, ausserdem kommen zwischen ihren Schichten untergeordnet auch dünne Kalklinsen vor. In den letzteren kommen *Hippurites cornu vaccinum* Goldf., *H. sulcatus* Defr. und *Plagiptychus aiguilloni* d'Orb., im Konglomerat *Actaeonella gigantea* Sow. vor. Die Schichten fallen unter $30-40^\circ$ gegen SSO ein.¹

Die Schichtengruppe des vom Bükk-Gebirge W-lich und N-lich gelegenen neogenen Beckengebietes ist die folgende:

I. OLIGOZÄN:

1. Mitteloligozän (Rupelien). Die Sedimente des Mitteloligozäns bestehen hauptsächlich aus grauem Ton und glimmerigem, sandigem Ton. Sie kommen in der Gegend von Pétervásár—Lelesz—Szentdomonkos, ferner hauptsächlich in der Gestalt von grauen Tonen und glimmerigen Tonen in der Umgebung von Putnok, Serényifalva (Málé), Kelemér, Gömörszöllös (Pozsoba), Szuhafó, Zádorfalva, Alsószuha, Dövény und Zubogy vor. In den bei Zádorfalva, Gömörszöllös und Serényifalva aufgeschlossenen Tonen kommt *Haplophragmium acutidorsatum* Hantk., in den Tongruben der Ziegelfabrik von Serényifalva und neben Alsószuha *Amussium corneum* Sow. vor. In den am NW-lichen Ausgang von Szentdomonkos aufgeschlossenen, grauen, sandigen Tonschichten kommen *Truncatulina osnabrugensis* Münst. und *Amussium corneum* Sow.

¹ Diese Bildungen erwähnte ich zum ersten Mal in 1914; (siehe: Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanst. für 1914, pag. 372.)

vor. Diese Schichten wurden früher durch Hugó v. Böckh und Ferenc Schafarzik mit dem untermiozänen Schlier identifiziert.²

2. Oberoligozän (Cassélien). In das Oberoligozän gehören dunkelgraue (mitunter glaukonitische) Sandsteine, Sande, sandige Tone und untergeordnet Tonschichten. Sie kommen in der Gemarkung von Fedémes, Szt.-Domonkos, Nádasd, Arló, Királd, Velezd, Putnok, Kelemér und Alsószuha, im Hangenden der vorigen Schichtengruppe vor.

II. MIOZÄN.

1. Untermiozän, (Aquitaniën—Burdigalien). In diese Schichtengruppe gehören Sande, Sandsteine, Tonmergel, Sandsteine mit Rhyolithtuff und Rhyolithtuffe. Infolge ihrer identischen Fazies sind sie vom oberen Oligozän kaum zu trennen. Die im Liegenden der Rhyolithtuffe befindlichen tuffösen Sandsteine — deren Mächtigkeit 5—20 m beträgt — enthalten auch Fossilien, namentlich: *Pecten pseudobendanti* Dep. et Rom., *P. hornensis* Dep. et Rom., *Arca (Anadara) fichteli* Desh., *Pectunculus* cfr. *fichteli* Desh., *Pyrula (Ficula) condita* Brong., *Macra* sp. cfr. *laevigata* Defr., *Pyrula (Fulguroficus) burdigalensis* Defr., *Ancillaria (Baryspira) glandiformis* Lam. Derselbe fossilienführende Horizont ist auch im Liegenden der kohlenführenden Schichtengruppe von Salgótarján vorhanden.³

Das höchste Glied ist der untere Plagioklas-Rhyolithtuff oder Dazituff, ein weisses, Bimsstein-, Biotit-, Feldspat- und Quarz haltiges Gestein, dessen Mächtigkeit von einigen m bis 40 m beträgt. An der Oberfläche ist es nur in Fetzen von geringer Ausdehnung in der Gemarkung von Bükkszék, Hevesaranyos, Szúcs, Bekölce, Borsodnásasd und Varbó bekannt.

2. Unterer Abschnitt des Mittelmiozäns (Helvétien). Die untersten Schichten des Mittelmiozäns bestehen aus wechsellagernden Schichten von Schotter, Konglomerat, Breccie und buntem Ton, die kontinentalen Ursprunges sind und die Merkmale der Schuttkegel aufweisen. Sie kommen in der Gegend von Bélapátfalva, Szarvaskő und Hevesaranyos, ferner in den Schächten von Szúcs, im O-lichen Teil des Beckens aber in der Gegend von Bánfalva, Sajóivánka und Barossakna vor.

² Böckh, H.: Földtani Közlöny. (Geol. Mitteil.), Bd. XXVIII, pag. 371, und Schafarzik, F.: A Szt.-István Akadémia menny. term. tud. oszt. felolvasásai, Bd. I, N^o 4. (Nur ungarisch.)

³ Schréter, Z.: Földtani Közlöny. (Geol. Mitteil.), Bd. XLIX, pag. 85 und 142, Budapest, 1919.

Die Schichtenserie des Mittelmiozäns der vom Bükk-Gebirge W-lich und NW-lich gelegenen Becken weicht einigermaßen von jener des N-lich und NO-lich gelegenen Beckenteiles ab. Die erstere kann — da sie mit der Salgótarjáner Schichtenserie übereinstimmt — Salgótarjáner Fazies, die letztere — da sie für das Sajótal charakteristisch ist — Sajótaler Fazies genannt werden.

Im W-lichen, Egercsehi—Ózder Beckenabschnitt ist im Hangenden der unteren kontinentalen Schichtengruppe das untere Kohlenflöz anzutreffen, das 0.3—3 m mächtig ist und von der Gegend von Bükkszék—Nagybátor bis Királd zieht. Bei Szúcs kommt im Liegenden des Flözes *Congeria claviformis* Kr a u s s spärlich vor. In der Gegend von Szarvaskő sind *Potamides (Pirenella) eichwaldi* R. Ho e r n. et A u., sowie *Pot. (Pir.) borsodensis* n. sp. anzutreffen. Über dem Kohlenflöz folgt eine 25—50 m mächtige, vorwiegend aus Sand, untergeordnet aus Ton bestehende Schichtengruppe, die besonders im unmittelbaren Hangenden die Arten *Callistotapes vetulus* B a s t, *Hemitapes declivis* S c h a f f e r und *Tellina (Peronaea) planata* L. ziemlich häufig enthalten. Darüber folgt das mittlere Kohlenflöz, das in einer Mächtigkeit von 0.7—2 m von der Gegend von Egercsehi bis Sajóvelezd verfolgt werden kann (*Callistotapes*-Schichten). Über diesem Kohlenflöz folgt ein 5—20 m mächtiger Schichtenkomplex, der dieselben Fossilien enthält, wie der Hangendkomplex des unteren Kohlenflözes.

Hiernach folgt eine aus sandigem Mergel, Mergel und Sandstein bestehende Schichtenserie, die Abdrücke und Steinkerne einer *Cardium*-Art und von *Corbula (Agina) gibba* O l. reichlich enthält. Ihre Mächtigkeit beträgt 40—60 m. In der Umgebung von Bászallás und Királd ist 20—25 m über dem mittleren Flöz auch noch ein dünnes, drittes Kohlenflöz zwischengelagert (*Cardium*—*Corbula*-Schichtenkomplex).

Über dem vorigen Schichtenkomplex tritt grauer, sandiger, glimmeriger Ton (Schlier) auf, u. zw. in der Gegend von Hevesaranyos, Egercsehi und Mikófalva, wo seine Mächtigkeit auf 120—170 m geschätzt werden kann. Es kommen darin *Miltha (Eomiltha) multilamellata* D e s h., *Solenocurtus (Azor) antiquatus* P u l t., *S. (Macha) candidus* R e n. etc. vor (unterer Schlier).

Über den Schichten des unteren Schliers folgt ein aus gelbem und grauem Sand, Sandstein und dazwischengelagerten Tonmergeln bestehender Schichtenkomplex. In den Sanden ist *Aequipecten opercularis* L. var. *hevesiensis* n. var., in den Mergeln *Corbula (Agina) gibba* O l. häufig. Mächtigkeit 40—80 m (*Pecten*-Schichten). Sie treten von der Gegend von Sirok—Bükkszék über Hevesaranyos bis Csernely und in der Umgebung

von Bélapátfalva auf. Über dieser Schichtengruppe folgen neuerdings graue, glimmerige, sandige Tonschichten, die sich von Hevesaranyos bis Balatony dahinziehen. Fossilien: *Solenocurtus (Azor) antiquatus* Pult., *Thracia pubescens* Pult. etc. (oberer Schlier).

In dem vom Bükk-Gebirge N-lich und NO-lich gelegenen Becken des Sajó-Tales lässt sich die helvetische Kohlenführende- und ihre Hangendschichtengruppe nicht in der Weise gliedern, wie im Becken von Egercsehi—Ózd. Die helvetischen Schichten sind hier gleichförmig ausgebildet. Bezeichnend sind die grössere Anzahl und die meist schwächere Qualität der Braunkohlenflöze, ferner die aus zahlreichen Individuen von *Ostrea (Crassostrea) crassissima* Lam. bestehenden, manchmal einige m mächtigen und weit verbreiteten *Ostrea*-Linsen und Schichten (Sajótaler Fazies).

Das untere oder I. Braunkohlenflöz ist im S noch dünn. 0.4—0.6 m mächtig, es wird gegen Sajóivánka und Nagybarca mächtiger und verschiefert sich gleichzeitig. Am linken Ufer der Sajó erreicht es eine Mächtigkeit von 1.80—4 m. In seinem Hangenden kommen *Cardium (Cerastoderma) sociale* Krauss, *Meretrix (Cordiopsis) islandicoides* Lam., *Potamides (Clava) bidentatus* Defr., *Neritina (Clithon) picta* Fé r., *Buccinum hungaricum* n. sp. etc. vor. Über dem Kohlenflöz folgt eine 30—50 m mächtige, vorwiegend tonige Schichtengruppe, dann das II. oder Congerien-Flöz. Dieses ist 1—3 m mächtig und sowohl am linken, wie auch am rechten Ufer der Sajó weit verbreitet. In seinem Liegenden kommen *Cardium (Cerastoderma) sociale* Kr., *Meretrix (Cordiopsis) islandicoides* Lam., *Potamides (Pirenella) moravicus* M. Hör n., *Pot. (Pir.) borsodiensis* n. sp., *Pyrula (Melongena) cornuta* Ag. vor. Im Hangenden des Flözes liegt eine 1—2 m mächtige Congerienschicht, die aus den Schalen von *Congeria clavaeformis* Krauss besteht. Etwa 5—6 m über dem Flöz kommen stellenweise Abdrücke von Fischen vor, die z. T. zu den Clupeiden gehören.

Zwischen den Flözen II und III liegt ein 70—84 m mächtiger, hauptsächlich toniger Schichtenkomplex. In der Gegend des Sajókazincer Bergwerkes und der Ortschaft Tardona ist 50—60 m über dem II. Flöz auch eine an Abdrücken und Steinkernen reiche Sandsteinschicht zwischengelagert. In dieser kommen *Psammobia (Psammocola) labordei* Bast., *Tellina (Peronaea) planata* L. und *Potamides bidentatus* Defr. vor.

Über den bisher erwähnten Schichten folgt das III. Kohlenflöz, das dünn (0.7 m) und nicht weit verbreitet ist. (Gegend von Alacska, Bánfalva, Mucsony und Felsőnyárád). Aus seinem Liegenden ist *Psammobia (Psammocola) labordei* Bast. und *Potamides bidentatus* Defr. be-

kannt. Über dem III. Flöz folgt ein 30—40 m mächtiger, vorwiegend toniger Schichtenkomplex, dann über diesem das IV. Flöz.

Das IV. Flöz ist 1—2 m mächtig und auf einem weiten Gebiet ausgebildet (Pereces, Sajószentpéter, Berente, Alacska, Sajókazinc, Mucsony, Edelény). In seinem Hangenden kommen *Melanopsis (Lyrcaea) impressa* K r. var. *monregalensis* S a c c o, *Potamides (Clava) bidentatus* D e f r. und besonders reichlich *Neritina (Clithon) picta* F é r. vor. Im Hangenden des IV. Flözes folgt ein etwa 80 m mächtiger Ton- und Sand-Schichtenkomplex, der dann vom V. Flöz überlagert wird.

Das V. Flöz ist von schwacher Qualität, 0.80—1.20 m mächtig und von geringer Verbreitung. (Diósgyőr, Pereces, Lászlófalva, Kondó, Sajószentpéter, Edelény). In seinem Liegenden kommen *Meretrix (Cordiopsis) islandicoides* L a m., *Neritina (Clithon) picta* F é r., *Melanopsis (Lyrcaea) impressa* K r. var. *monregalensis* S a c c o vor. Im Hangenden des Flözes ist meist eine aus den Schalen von *Ostrea (Crassostrea) crassissima* L a m. bestehende Ostreenschicht oder -Linse anzutreffen. Darüber folgt ein aus wechsellagernden Ton- und Sandschichten bestehender Komplex, in den Ostreenschichten eingelagert sind. Ostreenschichten treten übrigens auch in den tiefern Schichtenkomplexen auf.

3. Oberer Teil des Mittelmiozäns (Tortonien). Über der vorhin beschriebenen Schichtengruppe sind Gesteine vulkanischen Ursprunges anzutreffen, namentlich der mittlere Plagioklas-Rhyolithuff (Dazittuff) der petrographisch mit dem unteren Rhyolithuff übereinstimmt. Seine Mächtigkeit beträgt 3—10 m, kann aber stellenweise auch 30—40 m erreichen. Er tritt in zahlreichen kleineren Flecken in der Umgebung von Egercsehi, Szilvásvár, Sata, Bánfalva und Tardona auf.

Im Hangenden des Rhyolithuffes folgt eine aus hellgrauem Ton und Tonmergel bestehende Schichtengruppe, deren einzelne tiefere, weisere Schichten das Dazittuffmaterial ziemlich reichlich enthalten. In diesen kommen meist auch Versteinerungen reichlich vor. Sie stimmen im allgemeinen mit der Fauna des Badener Tegels überein, doch ist es für dieselben bezeichnend, dass die Arten alle kleinwüchsig sind, sozusagen zwerghafte Variationen repräsentieren, was darauf hinweist, dass die physikalischen Verhältnisse für die Fauna nicht besonders günstig waren. Die höheren Schichten enthalten kaum Versteinerungen. Häufigere Formen sind: *Globigerina bulloides* d'Or b., *Plegiocidaris peroni* C o r t. (Stacheln), *Pycnodonta cochlear* P o l i, *Cardium (Parvicardium) papillosum* P o l i, *Eulucina (Myrtaea) spirifera* M o n t., *Conus (Leptoconus) dujardini* D e s h. *Natica (Naticina) catenata* d a C o s t a var. *helicina* B r o c c., *Scalaria (Sthenorytis) retusa* B r o c c., *Pleurotoma (Roualtia) cataphracta* B r o c c.,

Natica (Neverita) josephinia R i s s o, *Turritella (Zaria) subangulata* B r o c c. Kommt in der Gegend von Szilvászvárad, Balatony, Csernely, SÁta, BÓta, Mercse, Sajóvelezd, Bánhorvát und Sajóbáony vor. Über diesem Schichtenkomplex sind zwischen Balatony-Mogyorósd und Szilvászvárad einige kleine Fetzen des Leithakalkes anzutreffen. In diesem kommen die Foraminiferen: *Amphistegina vulgaris* d'Orb. und *Alveolina melo* d'Orb. vor.

4. Oberes Miozän, (Sarmatische Stufe). Zur Zeit des oberen Miozäns machte das in Rede stehende Gebiet eine Festlandperiode durch, wobei aufangs ein Teil der vorhergehenden Schichtenserie durch die Denudation wieder entfernt wurde. Später wurden Schuttmassen und stellenweise vulkanische Tuffe angehäuft. Die hierher gehörigen Sedimente bestehen grösstenteils aus gröber- und feinerkörnigem, sandigem Quarzschotter, in dem untergeordnet auch einzelne Gerölle von kristallinischem Schiefer und Granit, sowie in der Nähe der Leithakalkvorkommnisse auch dessen Bruchstücke vorzufinden sind. Stellenweise kommen darin auch verkiezelte Holzklötze vor. Zwischen seine höheren Schichten sind stellenweise grünlichgraue Tonmergelschichten eingelagert, die terrestrische Schnecken, namentlich: *Helix*-, *Clausilia*-, *Cyclostoma*- und *Triptychia*-Arten enthalten (z. B. N-lich von Mikófalva). Schichten von brackischem Ursprung sind in diesem Gebiet unbekannt.

Das Gros des sandigen Schotters liegt unter den im folgenden zu erwähnenden oberen Rhyolith- und Andesittuffen. Ein Teil derselben ist jedoch über dem Andesitagglomerat und -Tuff anzutreffen. Wahrscheinlich gehören die letzteren z. T. noch in das obere Miozän, z. T. aber bereits in das untere Pliozän, d. h. die Sedimentengruppe der einen Stufe dürfte unmerklich in jene der darüberfolgenden übergehen.

Die sandige Schottergruppe kommt in grosser Ausdehnung zwischen Kelemér, Dövény, Putnok, Dubicsány und Sajókaza, weiters in der Gegend von Disznóshorvát, dann S-lich vom Tal der Sajó, in der Richtung gegen Sajóvelezd, Nagybarca, Bánhorvát und Kondó, ferner in dem von Ománycsokva bis Bocs reichenden Zug und schliesslich zwischen Sajószentpéter und Miskolc vor.

In der Schichtengruppe des obermiozänen Schotters sind in der Umgebung von Egercsehi, Mikófalva und Balatony auch dünnere Zwischenlagen von Rhyolithtuff anzutreffen. Ihre Mächtigkeit beträgt 3—10 m (oberer Rhyolithtuff). Die im O-lichen Teil des miozänen Beckens, in dem von Miskolc bis Sajóbáony—Sajószentpéter reichenden Zug, ferner in der Gegend von Alacska und Disznóshorvát befindlichen Rhyolithtuffe

zähle ich vorläufig ebenfalls hierher, obzwar es nicht unmöglich ist, dass diese noch zum mittleren Rhyolithtuff gehören.

Eine grössere Rolle spielen diesen gegenüber die Pyroxenandesittuffe, -Agglomerate und -Breccien im Gebiet des Beckens. Hierher gehören z. T. feiner, z. T. gröber körnige Andesittuffe, umgeschwemmter Andesitgrus und -Sand mit abgewetzten Körnern, ferner Agglomerate mit abgerundeten Andesitgeröllen. Einzelne Agglomerate gehen durch das Auftreten von Quarz- und Kalksteingeröllen allmählich in die oben beschriebenen kontinentalen Schotterschichten über. Stellenweise sind auch eruptive Andesitbreccien anzutreffen, die wahrscheinlich Eruptionszentren entsprechen (z. B. in der Nähe von Uppony, Varbó, Dubicsány, etc.).

Die Andesittuffe und -Agglomerate beginnen im W in der Gegend von Mogyorósd und Nagyvisnyó in kleineren Flecken aufzutreten und erreichen gegen NO eine immer grössere Ausdehnung. In grösseren Massen sind sie in der Gegend von Uppony, Mercse, Sajóvelezd, Sajókazinc, Sajóvadna, Alacska und Tardona, in einem kleineren Zug zwischen Sajószentpéter und Miskolc anzutreffen. In grösseren Massen sind sie dann wieder an der linken Seite der Sajó, in dem von Putnok, Dubicsány und Sajókaza N-lich gelegenen Gebirge vertreten.

III. PLIOZÄN.

1. Unterpliozän: Pannonische (Pontische) Stufe. Wie oben erwähnt, setzte sich die Ablagerung des obermiozänen Schotters und sandigen Schotters auch in der unterpannonischen Stufe fort. Es ist anzunehmen, dass ein Teil der über den Andesittuffen lagernden Schotter hierher gehört, paläontologische Beweise hiefür stehen uns jedoch bisher noch nicht zur Verfügung.

In der Nähe von Szuhogy, an der SO-Seite des Triaskalkzuges ist in kleineren Flecken ebenfalls ein aus Kalkgeröllen zusammengesetztes Konglomerat anzutreffen.

Die Hauptschichtengruppe der pannonischen (pontischen) Stufe besteht N-lich vom Sajó-Tal und im Boldva-Tal aus grauen Tonen, zwischen die sich untergeordnet auch Sandschichten und Lignitflöze einlagern. Dieser Schichtenkomplex gelangte in der Umgebung von Szuhafő, Trizs, Imola, Rudabánya, Szuhogy, Szendrő, Galvács, Abod und Edelény zur Ausbildung und überlagert im O meist unmittelbar das aus paläozoischen und Triasbildungen bestehende Gebirge, im W aber die oligozänen Bildungen. Die Lignitflöze sind im allgemeinen in geringer Ausdehnung und einer Mächtigkeit von 0.2—4 m bekannt. Meistens ist nur ein Lignit-

flöz vorhanden, doch sind stellenweise mehrere, so z. B. bei Szendrő ausser dem Hauptflöz noch vier dünne Flöze bekannt. Abbauwürdiger Lignit kommt in der Gemarkung von Szuhafő, Trizs, Szuhogy, Szendrő, Galvács, Abod und Edelény vor.

Im Liegenden des Hauptlignitflözes von Szendrő kommen im grünlichgrauen Tonmergel die folgenden Versteinerungen vor: *Congeria ornithopsis* Brus., *Melanopsis sturi* Fuchs., *Melanopsis (Lyrcaea) impressa* Krauss, var. *bonelli* Sism., die auf das unterpannonische Alter der Schichtengruppe hinweisen. Aus dem neben Rudabánya aufgeschlossenen Lignitflöz kamen Molarenreste von *Hipparion gracile* Kup. und *Mastodon longirostris* Kup. zum Vorschein.

Der höhere Schichtenkomplex der pannonischen Stufe besteht vorwiegend aus Sand, untergeordnet aus Ton und Sandstein. Diese Schichtengruppe figuriert S-lich vom Szuhogyer Tal und von Rudabánya, ferner in der Umgebung von Szuhogy, Felsőkelecsény, Felsőnyárád, Jákfalú und Dövény, dann in der Gegend von Alsó- und Felső-Telekes und Kánó. Aus diesen Schichten kamen Fossilien bisher noch nicht zum Vorschein.

Es ist ferner noch zu erwähnen, dass die unteren Schichten des vom Boldva-Tal O-lich gelegenen Hügellandes ebenfalls in die pannonische Stufe gehören.

An der SO-Seite des Bükkgebirges wird ein grosser Teil des Hügeltuges von Maklár—Novaj—Ostoros—Szomolya—Bogács—Tibolddaróc—Sály—Geszt—Emőd—Görömböly durch Bildungen der pannonischen (pontischen) Stufe aufgebaut. Ihre Schichten überlagern in der Regel die mittelmiozänen Rhyolith- und Andesit-Tuffe, ganz ausnahmsweise sind in ihrem Liegenden hier und da auch die sarmatischen Schichten anzutreffen. Besonders ihre untersten Schichten bestehen meist aus dem umgearbeiteten Material des Rhyolithtuffs. Der untere Schichtenkomplex besteht im allgemeinen aus wiesslich- oder grünlichgrauem Ton, ganz untergeordnet mit dünnen Sand- und Süsswasserkalk-Zwischenlagen. In diesem Schichtenkomplex sind auch Lignitflöze weit verbreitet. Auf die untere pannonische (pontische) Stufe hinweisende Versteinerungen sind an mehreren Stellen zu finden. Die bemerkenswerteste Fundstelle liegt NO-lich von Ostoros, am Előhegy, an der rechten Seite des Nagylápa-Tälchens. Hier kommen u. a.: *Congeria ornithopsis* Brus., *Limnocardium andrusowi* Lör., und *Limn. andrusowi* Lör., var. *spinosa* Lör., *Melanopsis (Lyrcaea) martiniana* Férr., *Mel. (Lyr.) impressa* Krauss, var. *bonelli* Sism., *Mel. sturi* Fuchs, *Melania vásárhelyii* Hantk., *Prososthenia zitteli* Lör., *Planorbis verticillus* Brus., *Orygoceras filocinctum* Brus. und *O. corniculum* Brus. vor.

Im grauen Ton der Ziegelfabrik von Görömböly kommen die Arten: *Congeria partschi* Czj. und *Melanopsis (Lyrcaea) impressa*, Kr. var. *bonelli* Sis m. vor. Der grösste Teil der Bildungen des Gebietes gehört somit auf Grund der angeführten Fossilien in die untere pannonische (pontische) Stufe. Weiter gegen SO folgen über denselben vorwiegend Sandschichten mit untergeordneten Tonschichten, die vielleicht schon einen höheren Horizont repräsentieren. Fossilien sind aus denselben bis jetzt noch nicht zum Vorschein gekommen.

In der Gemarkung von Bogács, Tard, Cserépfalu, Tibolddaróc, Sály, Mezőkövesd etc. wurde das Vorkommen von mehreren dickeren—dünnere Lignitflözen konstatiert. In einem Bohrloch bei Bogács wurde ausserdem das unterste Glied der pannonischen Schichtenserie: der Rhyolithuff in einer Tiefe von ungefähr 120 m unter der Oberfläche mit Erdwachs impregniert angetroffen.

2. Mittel- und Oberpliozän (Levantikum). Im N-licheren Teil des Beckens werden die oligozänen und neogenen Bildungen stellenweise durch Quarzschotter und schotterigen Sand überlagert, so z. B. S-lich von Aggtelek, in der Gegend von Szuhafő, Trizs, Imola, Ragály, Zubogy, u. s. w. Aus diesen Schottern sind bis jetzt noch keine Fossilien bekannt, die das Alter derselben genauer fixieren würden, auf Grund der Wahrscheinlichkeit können wir sie aber in das Mittelpliozän: in die levantinische Stufe stellen. Ein Teil dieser Schotter dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach durch die Umlagerung der weiter oben erwähnten obermiozänen—unterpliozänen Schotter zustande gekommen sein. Die auf der SO-Seite des Bükk-Gebirges befindlichen höheren Schotterterrassen können auch in das Oberpliozän gehören.

IV. PLEISTOZÄN.

Die Sedimente des Pleistozäns sind:

Schotterterrassen, bräunlich gelber, sandiger Ton und sehr spärlich, in 1—2 Flecken Löss. Terrassenschotter kommt neben Bélapátfalva, an der rechten Seite der Sajó, im Zug von Sajószentpéter—Sajóbáony—Miskolc, am rechten Ufer des Suha-Baches und des Trizser Csörgös-Baches, an der linken Seite des Harica-Tales, in der Umgebung von Parasznya, Sajókápolna, Sajószentpéter und schliesslich am unteren Lauf des Boldva-Flusses vor.

Der bräunlichgelbe, sandige Ton und untergeordnete Löss kommt neben Szilvásvár, Csernely und Lénárddaróc, ferner SO-lich von Sajószentpéter im unteren Abschnitt des Kazincer Tales, an der linken Seite des Harica-Tales und NW-lich von Miskolc vor. Im Hof eines Hauses

der Gemeinde Bocs kamen die Fragmente eines Stosozahnes von *Elephas primigenius* Blb. zum Vorschein.

An der SO-Seite des Bükk-Gebirges reihen sich schotterige Schuttkegel und niedrigere Schotterterrassen am Rande des Alföld (Tiefebene) an einander. Der Schotter tritt neben Füzesabony und Mezökövesd in mehreren Flecken zutage und wird an diesen Stellen in Schottergrüben abgebaut. Es kamen aus demselben Molaren des *Elephas primigenius* Blb. zum Vorschein. Braunerde und Nyirok (zäher, rötlich-bräunlicher Ton) sind an der Oberfläche weit verbreitet.

V. HOLOZÄN.

In das Holozän gehören die aus schotterigen, sandigen, schlammigen Ablagerungen aufgebauten Inundationsgebiete der heutigen Flüsse und Bäche, namentlich der Sajó, Eger, Boldva und ihrer Nebengewässer, sowie der an der SO-Seite des Bükk-Gebirges entspringenden und gegen SSO fließenden Bäche. Im ebenen Gelände ist in einzelnen geschlossenen, fast oder gänzlich abflusslosen, kleinen Vertiefungen brauner Lehm und der braune Wiesenton der nassen Wiesen anzutreffen. In einzelnen, kleinen Depressionen ist der Oberboden „szik“ (= Soda)-haltig. Auf diesem unfruchtbaren, im Sommer durch Sprünge stark zerklüfteten bräunlich-schwarzen Boden gedeiht hier die für die Szikböden charakteristische *Stactis gmelini* sehr schön. Szikgebiete sind SO-lich von Mezökövesd und in der Umgebung von Szentistván anzutreffen.

Tektonik der neogenen Beckengebiete.

Die Beckenteile von Egercsehi—Ózd und des Sajó-Tales waren am Ende des mittleren Miozäns einer schwachen Faltung unterworfen. Einzelne emporgehobene Kuppen oder Dome und zwischen denselben gelegene Tröge wurden auch durch den Braunkohlenbergbau konstatiert, so z. B. bei Királd und Disznóhorvát. (Junge „steirische Faltung“.)

Die allgemeine Streichrichtung der Schichten ist SSW—NNO, der Einfallswinkel im allgemeinen niedrig: 2—7°, meist gegen OSO, an anderen Stellen gegen WSW gerichtet. Der Hauptcharakter des Baues der Becken ist durch Verwerfungen bestimmt. Im Sajótaler Beckenabschnitt ist SSW—NNO die einzige Verwerfungsrichtung. Die Verwerfungen sind meist klein, sie messen 10—20 m, aber auch 40—60 m, ausnahmsweise über 100 m.

Im Egercsehi—Ózder Becken ist ebenfalls SSW—NNO die Hauptverwerfungsrichtung, doch treten in den S-licheren Teilen in der Umgebung von Egercsehi und Szúcs ausserdem auch NW—SO-liche Verwer-

fungen auf, längs welcher die SW-liche Scholle immer tiefer und tiefer sinkt. Weiters sind ebenda auch noch NNW—SSO-liche, mitunter beinahe N—S-liche Verwerfungen anzutreffen. Die zwei zuletzt genannten Richtungen sind jünger, als die Hauptverwerfungen und haben im Vergleich zu denselben bloss eine untergeordnete Bedeutung.

* * *

Bezüglich der Kohlen- und Lignitflöze des neogenen Beckengebietes kann ich folgendes erwähnen: Der Heizwert der Braunkohlen von Egercsehi—Ózd und vom Sajó-Tal schwankt zwischen 3000—4700 Kalorien. Die Kohlen des Egercsehi—Ózder Beckenabschnittes sind im allgemeinen besser, wie jene des Sajó-Tales. Nach meinen Berechnungen liegen im Egercsehi—Ózder Beckenteil 158 millionen, im Sajótaler Abschnitt 183 millionen Tonnen Braunkohlen.

Die Menge des Lignits lässt sich infolge der unregelmässigen Ausbildung nur schwer einschätzen. Den Lignitvorrat des Oberborsoder Lignitreviers schätze ich ganz approximativ auf 20 millionen Tonnen. Dem gegenüber lässt sich die Menge des Lignits an der SO-Seite des Bükk-Gebirges überhaupt nicht abschätzen.

Der Heizwert der Oberborsoder Lignite schwankt zwischen 3200—3429 Kalorien, ihr Wassergehalt zwischen 35.20—40.50%.

Ich erwähne noch, dass die Beschreibung des neogenen Beckengebietes mit einer Kartenbeilage im Massstab 1:75000 und Profilen unter dem Titel: „A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása“ (Montangeol. Beschr. der Borsod-Heveser Kohlen- und Lignitreviere) im Verlag der Kgl. Ung. Geol. Anst. in ungarischer Sprache erschienen ist. In dieser Arbeit sind die im vorliegenden Bericht erwähnten neuen Fossilien-Arten und Varietäten beschrieben.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES MITTLEREN IPOLY-TALES.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1917—1918.)

Von Dr. Jenő Noszky.

Im Auftrag der Direktion der Kgl. Ung. Geol. Anstalt setzte ich auch im Sommer der Jahre 1917 und 1918 die geologische Kartierung der von den grossen vulkanischen Gebieten des NO-lichen Ungarischen Mittelgebirges N-lich, im Ipoly-Tal gelegenen oligozänen-miozänen Ablagerungen fort. Auf Grund dieser, sowie der früher¹, resp. auch später durchgeführten wissenschaftlichen und praktischen Beobachtungen kann ich den geologischen Aufbau und die tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes (wegen der durch die heutigen schwierigen Verhältnisse bedingten Knappheit des Raumes bloss skizzenhaft) im folgenden zusammenfassen.

Das von mir aufgenommene Gebiet liegt N-lich vom Ipoly-Fluss, vom Csáber-Tal bis zum Losoncer-Tal hauptsächlich auf den Sedimenten, doch erstreckt es sich auch auf die vulkanischen Höhen, die es umgrenzen. Im S umfasst es die äussersten NO-lichen Ausläufer des Cserhát-Gebirges und die O-lich davon gelegenen Gebiete, also den N-lichen Teil des Salgótarjáner Kohlenreviers bis zum Fuss des grossen Basaltplateaus von Bucsony-Korlát, das die Grenze zwischen den Komitaten Nógrád und Gömör bildet.

Morphologisch ist es — vom stellenweise bis auf mehrere km erweiterten Inundationsgebiet der Ipoly und den schmalen Bändern der in dieselbe mündenden, meist kleineren Nebentäler abgesehen — ein grösstenteils ziemlich zergliedertes, niedriges, resp. in anderen Abschnitten stark erodiertes und von Löss bedecktes Hügelland. Den Charakter eines niedrigen Gebirges bewahrte es nur in einigen kleineren Partien. Aus den vulkanischen Decken, die innerhalb der in der Mitte und am Nordrand gelegenen, gesunkenen Gebiete erhalten blieben und die Ausfüllung der tieferen Becken als Schilde schützten, lässt sich trotz der tief eingeschnittenen Erosionstäler auch heute noch deutlich der Charakter des ehemaligen ausgedehnten Plateaus rekonstruieren.

¹ In 1906 und 1907 im Auftrag der Ungarischen Geologischen Gesellschaft.

An natürlichen Aufschlüssen fehlt es im grössten Teil unseres Gebietes nicht, nur an den sanft gegen die Ebene der Ipoly hinabsteigenden, mit Löss bedeckten, niedrigen Rücken sind sie zu entbehren. Die einst ausgedehnten Wälder sind heute schon so ziemlich verschwunden. Sogar in den N-lichen, höheren, sehr steinig-felsigen, nur für Wälder geeigneten Gebieten sind die unbegründeten und schonungslosen Kahlschläge schon vor meinen Aufnahmen weit vorgeschritten. Die während der letzten anderthalb Jahrzehnte in dieser Hinsicht überhandgenommenen regelwidrigen Vorgehen lassen ihre traurigen hydrologischen Auswirkungen immer mehr fühlen.

I. STRATIGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE.

Am Aufbau unseres Gebietes sind die folgenden geologischen Bildungen beteiligt:

- | | | | | | | |
|---|--|---|---|--|---------------------------------|--|
| 1. Kristallinische Schiefer. | Glimmerschiefer, Gneis, Serizitschiefer, Tonschiefer. | | | | | |
| 2. Unteres Oligozän. | Terrestrische Trümmergesteine. Spuren der einsetzenden Transgression. | | | | | |
| 3. Mittleres Oligozän.
(Rupélien.) | Foraminiferenreiche Tonmergelbildungen von der Fazies des Kisceller Tones. | | | | | |
| 4. Oberes Oligozän.
(Cattien.) | <table border="0"> <tr> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td>a) Sandigere Übergangsbildungen.</td> </tr> <tr> <td>b) Marine Bildungen mit dazwischengelagerten terrestrischen Geschieben in wechselreicher Fazies (Glaukonitischer Sandstein, mit Ton wechsellagernder Sandstein und toniger Mergel.</td> </tr> </table> | { | a) Sandigere Übergangsbildungen. | b) Marine Bildungen mit dazwischengelagerten terrestrischen Geschieben in wechselreicher Fazies (Glaukonitischer Sandstein, mit Ton wechsellagernder Sandstein und toniger Mergel. | | |
| { | a) Sandigere Übergangsbildungen. | | | | | |
| | b) Marine Bildungen mit dazwischengelagerten terrestrischen Geschieben in wechselreicher Fazies (Glaukonitischer Sandstein, mit Ton wechsellagernder Sandstein und toniger Mergel. | | | | | |
| 5. Tieferes Untermiozän.
(Aquitani.) | <table border="0"> <tr> <td rowspan="4" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td>a) Terrestrischer Schotter und Sand.</td> </tr> <tr> <td>b) Dazittuffe mit Rhyolith.</td> </tr> <tr> <td>c) Tone im Liegenden der Kohle.</td> </tr> <tr> <td>d) Kohlenflöze (3) mit ihren Zwischenlagern. Schwache Ingressionsspuren.</td> </tr> </table> | { | a) Terrestrischer Schotter und Sand. | b) Dazittuffe mit Rhyolith. | c) Tone im Liegenden der Kohle. | d) Kohlenflöze (3) mit ihren Zwischenlagern. Schwache Ingressionsspuren. |
| { | a) Terrestrischer Schotter und Sand. | | | | | |
| | b) Dazittuffe mit Rhyolith. | | | | | |
| | c) Tone im Liegenden der Kohle. | | | | | |
| | d) Kohlenflöze (3) mit ihren Zwischenlagern. Schwache Ingressionsspuren. | | | | | |
| 6. Höheres Untermiozän.
(Burdigalien.) | <table border="0"> <tr> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td>a) Brackische Cardiumschiefer.</td> </tr> <tr> <td>b) Sandsteine mit Pecten.</td> </tr> </table> | { | a) Brackische Cardiumschiefer. | b) Sandsteine mit Pecten. | | |
| { | a) Brackische Cardiumschiefer. | | | | | |
| | b) Sandsteine mit Pecten. | | | | | |
| 7. Tieferes Mittelmiozän.
(Helvétien.) | <table border="0"> <tr> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td>a) Sandige, normale und mergelige Tone. (Schliere).</td> </tr> <tr> <td>b) Lockere Sand- und Schotterbildungen.</td> </tr> </table> | { | a) Sandige, normale und mergelige Tone. (Schliere). | b) Lockere Sand- und Schotterbildungen. | | |
| { | a) Sandige, normale und mergelige Tone. (Schliere). | | | | | |
| | b) Lockere Sand- und Schotterbildungen. | | | | | |

- | | |
|--|---|
| 8. Höheres Mittelmiozän.
(Tortonien.) | <ul style="list-style-type: none"> a) Dünne Rhyolithtuffe. b) Leithakalkarten („Unterer Leithakalk“) c) Amphibolandesittuffe, Breccien, Laven, Agglomerate, untergeordnet Pyroxenandesite. Zwischengelagerte, terrestrische, schotterig-sandige Schichten im Osztrovszki-Gebirge. Pyroxenandesitgänge. Amphibolandesit Lakkolithe in den S-lichen Gebieten. Schwache postvulkanische Spuren. |
| 9. Höheres Obermiozän.
(Maeotien.) | Reste von lakustren- und Sumpfkalken
Überreste von Schotterdecken. |
| 10. Oberes Pliozän.
(Levantien.) | Basaltlaven, Tuffe und Breccien. Postvulkanische Bildungen. |
| 11. Pleistozän. | <ul style="list-style-type: none"> a) Ältere Terrassenschotter, Reste von Schuttkegeln. b) Löss. |
| 12. Holozän. | Fluviatile Geschiebe, Gehängeschutt, Flugsand. |

1. Kristallinische Schieferbildungen.

Die Basis unseres Gebietes besteht — wie aus den artesischen Brunnen von Balassagyarmat (Siehe Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1916. pag. 344—46) und Losonc, der Schürfungsbohrung auf Kohle bei Losonczsalatnya-Pusztá, sowie am Rand des im NO-lichen Abschnitt des tertiären Beckens gelegenen Vepor-Gebirges und der losgerissenen kleinen Scholle des letzteren: am Vár- (Festungs-) Berg von Gács ersichtlich — aus alten kristallinischen Schiefen, resp. aus metamorphosierten paläozoischen Bildungen, deren Alter in Ermanglung von Fossilien nicht näher bestimmt werden kann. Gneise, Glimmerschiefer und serizitische Schiefer spielen die Hauptrolle. Das einen Rest des alten variszischen Zuges repräsentierende Vepor-Gebirge enthält in den zentraleren Teilen ansehnliche Granitintrusionen. Die höchsten Horizonte der kristallinischen Schieferserie bestehen an der Südseite des Vepor-Gebirges in den durch die Ipoly abgeschittenen kleinen Gebirgsschollen zwischen Kálnó—Garáb und Poltár aus Tonschiefen.

Die kristallinischen Schiefer, resp. die aus demselben bestehenden Höhen spielten beim Aufbau der nachfolgenden marinen und terrestrischen

schen Ablagerungen des Tertiärs eine grosse Rolle. Auch die aus demselben herstammenden jüngeren Geschiebe hatten bei der Entstehung des Rohstoffes der dortigen renommierten keramischen Industrie: des feuerfesten Tones eine Wichtigkeit.

Die kristallinen Bildungen liegen bereits bei Losonc in einer Tiefe von mehr als 300 m am Boden des Beckens. Diese Tiefe nimmt gegen S bedeutend zu, da z. B. die Bohrung von Ipolynyitra sogar bei 520 m die Basis noch nicht erreichte. Dass die kristallinen Schiefer noch weiter S-lich allein das Liegende der tertiären Schichten bilden, ist aus den Einschlüssen im Andesit eines der kleinen, tief aufgeschlossenen Lakkolithe des Karancs, namentlich im grossen Steinbruch von Sátoros ersichtlich. Hier figurieren ausser den Oligozänbildungen nur die kristallinen Schiefer.

2. Unteroligozäne (Ligurien) Bildungen.

Hierher kann man jene fossileren, sandigen Trümmergesteine rechnen, deren Alter sich nach unten nicht präzisieren lässt. Über demselben folgen die Kisceller Ton-artigen etc. Bildungen des Rupélien. Auf Grund der Analogien im Mátra—Cserhát-Gebirge und in Transdanubien erscheint es also am zweckmässigsten, auch diese mit den terrestrischen Bildungen der sog. „infraoligozänen“ Denudation zu identifizieren. In einzelnen Bohrungen erreicht ihre Mächtigkeit sogar die 20 m. Ihre Spuren sind stellenweise auch im Vepor-Gebirge zu beobachten.

3. Mitteloligozäne (Rupélien) Bildungen.

Die hierher gehörigen Bildungen von beträchtlicher Mächtigkeit und grosser Bedeutung treten in unserem Gebiet nur an verhältnismässig wenigen Stellen an die Oberfläche. Einzelne tiefere, meist stark kontaktmetamorphosierte Partien des vom Lakkolith des Karancs emporgehobenen Gewölbes, sowie auch die tieferen, tonigen Bildungen N-lich und W-lich von Losonc sind hierher zu rechnen.

Umso auffallender sind sie in den Tiefbohrungen. In jener von Balassagyarmat war der charakteristische, foraminiferenführende Ton in einer Mächtigkeit von nahezu 300 m (von 290—554 m) anzutreffen. In jenen von Losonc zeigen sie aber — infolge der Nähe des Vepor-Gebirges — eine andere Fazies. Die Bohrungen brachten selbst aus den untersten Horizonten an sandigen Zwischenlagen reiche, sogar verkohlte Pflanzenreste enthaltende Schichtchen zutage. Man hat es hier demnach mit einer mit dem oberen Oligozän isopischen Fazies zu tun. Ähnliche isopische, wenn auch weniger grobsandige Schichten zeigen auch die in der Bohrung

von Ipolynyitra² (520 m) aufgeschlossenen oligozänen Horizonte, die also hier ganz der Schlier-Fazies entsprechend ausgebildet sind. Meine diesbezüglichen detaillierten Beobachtungen und Studien, sowie auch die auf die folgenden, oligozänen—miozänen Horizonte bezüglichen, habe ich — auf die anschliessenden S-lichen Gebiete (Cserhát, Mátra, Kohlengebiet von Salgótarján) und bis zu einem gewissen Mass auf das ganze NO-liche Ungarische Mittelgebirge ausgedehnt — in einer besonderen Abhandlung bereits mitgeteilt.³

Zur Vermeidung von Wiederholungen auf diese Mitteilungen verweisend, hebe ich hier bloss die Hauptresultate, resp. die für das Gebiet am meisten charakteristischen Tatsachen hervor. Ich muss aber bemerken, dass die hier und in den zitierten Arbeiten befolgte stratigraphische Einteilung in vielem von meinen ungarischen Berichten abweicht, die ich in 1917 und 1918 unmittelbar auf Grund der gelegentlich der Aufnahmen gesammelten rohen Erfahrungen verfassen musste. Seither sind anderthalb Jahrzehnte verflossen und vergleichende Beobachtungen in der weiteren Umgebung, sowie Revisionen der Faunen haben starke Änderungen der Auffassung bezüglich des Oligozän—Miozäns nicht nur unseres Gebietes, sondern ganz Ungarns bewirkt. Ähnliches geschah übrigens auch im Ausland.

4. Oberoligozäne (Cattien) Bildungen.

Von den abwechslungsreichen Fazies des Cattien bildet im S-lichen Teil unseres Gebietes, in den Rapp—Mucsinyer-, Báber- und Füleker-Tälern die ostnógrádische, besonders durch groben, glaukonitischen Sandstein charakterisierte Ausbildung den Grossteil des Geländes und baut die steilwandigen Höhen auf. Als Übergangsfazies ist die NW-liche Ausbildung zu betrachten, die in der Umgebung von Mucsiny, Pilis und Ipolytarnóc in den höchsten Lagen auftritt. Hier erinnern die zwischen den Sandstein eingelagerten, tonig-sandigen Schichten in jeder, sogar auch in faunistischer Hinsicht an die mittelmiozänen Schliere. Aus diesem Grund wurden Jahrzehnte hindurch die berühmten, an Haifischzähnen etc. reichen Schichten von Ipolytarnóc in das Burdigalien—Helvétien gestellt. Die darüber gelagerten charakteristischen Schichten des Aquitaniens, besonders aber ihre Lage im Verhältnis zu den leicht erkennbaren, einen isochronen

² E m s z t, K á l m á n: Az ipolynyitrai időszakos szökőforrás. Die Spring-Quelle bei Ipolynyitra. (Földtani Közlöny, XLI, 1911. pag. 729—734, resp. 797—802.)

³ N o s z k y, J e n ő: Die Oligozän—Miozän-Bildungen im NO-lichen Teil des Ungarischen Mittelgebirges I—II. Annales Hist. Natur. Musei Nationalis Hungarici, XXIV (1926), pag. 287—330 und XXVII (1930—31) pag. 159—236.

Horizont darstellenden unteren Rhyolithuffen beweisen aber, dass sie noch einen, wenn auch nicht tiefen, doch auch nicht den obersten Horizont des oberen Oligozäns darstellen. Diese tonigsandige Fazies setzt sich auch jenseits des Ipoly-Flusses fort. Hier enthalten die oberen, schotterigen Bänke viele Ostreenscherven. Gegen die tieferen Horizonte zu, in NO-licher Richtung gegen das Vepor-Gebirge zu, aber auch in den höheren Horizonten tritt das ganze Oberoligozän in einer schwach sandigen Ton-Fazies auf, die sehr an die Schliere des österreichischen Donautales bei Ottwang etc. erinnert. Seine schwach erhaltenen, dünnchaligen Muscheln und Echinodermaten bekräftigen ebenfalls diese irrthümliche Analogie, die in unserer Literatur lange Zeit hindurch akzeptiert wurde. Die detaillierte Begehung der Profile von Ipolynyitra, Sávolly und Bolgárom in der Gegend von Füleky zeigte, dass die Bildung gegen SO nach oben allmählich in den glaukonitischen Sandstein übergeht.

Das in der Schlierfazies ausgebildete Cattien lässt sich demnach selbst auf Grund der Analyse von Bohrproben nicht so leicht von den mit ihm isopischen und zusammenhängenden tieferen Rupélien-Horizonten trennen. Umso schwieriger ist dies im Felde, wo die niedrigen Hänge nur wenige gute und zusammenhängende Aufschlüsse bieten.

Dem schlierartigen Cattien der Gegend von Losonc—Ipolynyitra ähnliche Bildungen sind auch in der nach der äusseren Morphologie ein Becken vortäuschenden Vertiefung von Nógrádszakal—Balassagyarmat zu beobachten. Geologisch ist dies aber ein tief abgetragener Horst.

In den höheren Horizonten sind dort noch härtere Sandsteine vorhanden. Gegen S und W ist das ganze Oligozän in einer gleichartigen Fazies ausgebildet. Diese Fazies ist stellenweise, z. B. bei Szakal und Endrefalu tatsächlich als solche zu akzeptieren. In den W-lichen Teilen hingegen muss man auch mit den denudierenden Prozessen des hier vor dem Helvétien bestandenen Festlandes rechnen.

Ein interessanter Charakterzug des Cattiens der Ipolygegend und Ostnógráds gegenüber der in der Gegend von Budapest und in SW-Nógrád bekannten Ausbildung besteht darin, dass der dort als Leitfossil geltende *Pectunculus obovatus* hier gänzlich fehlt. Doch bildet diese Art auch in den genannten Gebieten nur in einzelnen ihr günstigen Fazies linsenförmige Vorkommnisse, deren Verhältnis zum ganzen Komplex nicht mehr als 1—2% ausmacht.

5. Tiefere untermiozäne (Aquitani) Bildungen.

Die hierher gehörigen abwechslungsreichen Horizonte stellen von den oben besprochenen oligozänen Bildungen abweichend, hauptsächlich

auf eine tiefgreifende Änderung des Geländes, namentlich auf Regression hinweisende terrestrische Bildungen dar. Sie lassen sich in zwei Hauptgruppen einteilen. Die untere besteht hier aus rein terrestrischen Schichten. In der oberen hingegen, wohin die Kohlenflöze mit ihren Zwischenlagen gehören, zeigen sich bereits an mehreren Stellen die Spuren zeitweiser schwacher Ingressionen. (Bohrlöcher von *Teredo* im oberen Abschnitt der Kohlenflöze, Congerienbänke.)

Die untersten, schotterigen-sandigen Horizonte der unteren Gruppe, d. h. der sog. Liegendschotter tritt in verschiedener Mächtigkeit und Ausbildung auf, was sich leicht dadurch erklären lässt, dass ihr Material von den beiden höheren Grundgebirgen der Umgebung: vom S-lichen pannonischen Urgebirge und event. auch vom Urvepor im Wege der Torrenten und anderer zeitweisen Wasserläufe auf einem unebenen Gelände abgelagert wurde. Sie enthalten auch bunte Tonbildungen. Die in der Umgebung von Salgótarján und im Mátra-Gebirge gemessene Mächtigkeit von 30—40 m erreichen sie hier nirgends. Sogar ihre einige m betragende Mächtigkeit nimmt entgegen aller Erwartungen N-wärts eher ab, als zu. Dies deutet darauf, dass bei ihrer Bildung der S-liche Urpannonische Zug höher war und somit eine grössere Bedeutung besass. Bei Ipolytarnóc und Mucsiny ist ein mit Kieselsäure verzementiertes konglomeratartiges Vorkommen anzutreffen, das aber auf nachträgliche postvulkanische Wirkungen zurückzuführen ist. Die N-wärts wahrgenommene Verjüngung der Schichten ist auch im Nordnógrádischen Kohlenrevier, sowie auch weiter gegen W zu beobachten. Hier sind sie nämlich jenseits des Tales von Bátorfalu—Csáb nicht mehr vorhanden. Vom paläobiologischen Gesichtspunkt ist der Fussspuren enthaltende Sandstein⁴ im Ipolytarnócer Tal die interessanteste Ausbildung dieser Schichten, dessen mit Recht berühmte Dokumente aus der Vorzeit des Lebens von der Kgl. Ung. Geol. Anstalt geborgen und in ihrem Museum aufbewahrt wurden.

Die Bedeutung der darauf folgenden Rhyolithtuffe, resp. rhyolithischen Dazittuffe wurde an entsprechender Stelle meiner zitierten Arbeit (II., pag. 171—173) ausführlich besprochen. Bezüglich unseres Gebietes muss ich hervorheben, dass die Spuren dieser interessanten Tufferuptionen weit gegen N, bis zum kristallinen Zug des Vepor-Gebirges in den durch Verwerfungen zertrümmerten, N-wärts immer schmaler werden-

⁴ Noszky, J.: Führer durch das Oligo-Miozäne Gebiet des Salgótarján (Nógráder) Beckens. Bei Gelegenheit des Paläontologentages in Budapest, herausgegeben von d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, 1928, pag. 43—46.

den Streifen des entsprechenden Horizontes verfolgt werden können. Im Nordnógráder Kohlenrevier (in der Gegend von Kékkő, Nagykürtös, Kiszellő, Alsósztrégova) ist jedoch nur mehr ein schwacher Fleck des Rhyolithtuffs zu beobachten, u. zw. an der SO-Seite der Ortschaft Zelenyék. Dieses Vorkommen, sowie die an den Flanken des Karancs-Berges, im Bábi-Tal weit N-wärts ziehenden Fetzen des Rhyolithtuffs (und der schotterigen Horizonte) lässt darauf schliessen, dass die Salgótarjáner untermiozäne Kohlenformation einst auch in dieser Richtung viel weiter verbreitet war und nur durch die Erosion abgetragen wurde. Das vom Gesichtspunkt der Paläobiologie wichtigste Vorkommen des Rhyolithtuffs liegt in den Tälern von Ipolytarnóc und Romhány. Es ist eine sehr feinkörnige, weisse Abart, die von den älteren Forschern für einen Andesittuff gehalten wurde. Aus diesem Grunde wurde dem Liegenden dieses Tuffes ein jüngerer, als das tatsächliche Alter zugeschrieben. Der unmittelbare geologische Zusammenhang zeigte jedoch, dass dieser Tuff bloss eine spezielle Ausbildung des Rhyolithtuffkomplexes darstellt. In diesem Gestein blieben die Zeugen einer reichen Flora, resp. eines tropischen Klimas erhalten.⁵

Der dritte Horizont, ein blauer, resp. (im trockenen Zustand) grauer Sumpflehm, der meistens das unmittelbare Liegende der Kohlenflöze zu bilden pflegt (aber nicht überall, da die Kohle stellenweise auf dem Rhyolithtuff, ja sogar auf dem schotterigen Sand lagert), ist ebenfalls in verschiedener Mächtigkeit und Qualität ausgebildet. Er enthält Zwischenlagen von Sand und sogar von Sandstein. Die Spuren dieser Gesteine sind es, die von den terrestrischen Bildungen am tiefsten (oberhalb der Ortschaft Lukanénye) in das Komitat Hont eindringen.

Die SO-lichen Abschnitte der die höhere Gruppe zusammensetzenden, kohlenführenden Glieder bilden die unmittelbare Fortsetzung der Salgótarjáner Ausbildung (in der Umgebung von Lapujtő, Karancskeszi, Karancsberény, Csákányháza etc.). Die Schmiedekohle von Csákányháza (unter der Basaltkappe) ist eine etwas verkokste, gute, reine Kohle von hohem Kalorienwert. Weiter im Streichen kommen auch bei Karancsberény und Kutas, ja sogar noch weiter gegen SW ähnliche gute Kohlen vor. N-lich von diesen, bei Romhánypuszta und gegen Pilis zu wird hingegen die Kohle sehr schieferig.

In der sog. Senke vom Etes, einem tiefen tektonischen Graben, der

⁵ Jablonszky, Jenő: A tarnóczy mediterrán flóra, — Die mediterrane Flora von Tarnóc. (M. kir. Földt. Int. Évkönyve. — Mitteilungen a. d. Jahrbuch d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, XXII. 1914, pag. 227—274, resp. 249—293.)

durch starke Verwerfungen in das oligozäne Gewölbe hineingebrochen wurde und sich in unserem Gebiet gegen NW fortsetzt, ist ein grosser Teil der Kohlenflöze sehr tief versunken und — wie die Bohrungen zeigten — nicht einmal besonders mächtig. Dem gegenüber sind sowohl in den SW-lichen, wie auch in den NO-lichen Abschnitten des Gebietes Kohlenflöze in hoher Lage über der Sohle der Täler anzutreffen. Ihre Qualität ist sehr verschieden. Gute, minder gute und schieferige Kohlen wechsellagern in dem unteren Flöz, das durch eine 18—20 m mächtige, lockere Sandstein-Zwischenlage in zwei Bänke gegliedert wurde. Die in einzelnen O-lichen und S-lichen Abschnitten des Salgótarján-er Kohlenreviers abbauwürdigen mittleren und oberen Flöze sind in unserem Gebiet ganz schwach. Ihre Anwesenheit wird meist bloss durch einige cm mächtige schwarze, kohlige Impregnationen angedeutet. Für den Wechsel der Qualität der Kohle ist es bezeichnend, dass das Flöz in einem Schurfschacht zwischen Littke und Tarnóc eine an Holzkohle erinnernde seidige Ausbildung zeigte. Ähnliches konnte ich auch an der N-Seite des Ipoly-Flusses, an einigen Stellen zwischen Vilke und Jelsóc beobachten.

Gegen N, in der Gegend von Maskova ist die Kohlenformation bloss in einigen cm mächtigen Ausbissen zu beobachten.

Auch die Kohlen des Nordnógráder Reviers sind lignitische Braunkohlen von sehr verschiedener Mächtigkeit (von 2 m bis einigen dm). Stellenweise keilen sie sich sogar gänzlich aus. Diese sind, obzwar sie in der älteren Literatur für jüngere Bildungen gehalten wurden, mit den Salgótarján-er Kohlen vollkommen gleichalterig und analog ausgebildet. Jünger sind hingegen die am Fuss des Osztrovszki-Gebirges, in der Nähe des grossen vulkanischen Herdes, im höheren Helvétien befindlichen schwachen Flöze.

Die Fortsetzung der nordnógrádischen aquitanischen Kohlenflöze gelang es mir im Komitat Hont nicht zu beobachten. Ihre hangenden, sogar nahen hangenden Schichten lassen sich jedoch ziemlich weit gegen W verfolgen.

6. Höhere Untermiozäne (Burdigalien) Bildungen.

Die vom Kohlenrevier von Salgótarján bekannte, in zwei ineinander übergehenden Horizonten auftretende Ausbildung (unten brackische Cardiumschiefer und darüber bereits gänzlich marine Pecten-Sandsteine, welche letztere auch faunistisch Äquivalente des Eggenburger Sandsteins darstellen), ist nur in den südlicheren Teilen zu beobachten. Der brackische Horizont ist an den meisten Stellen sehr dünn, oder auch

bereits in der Fazies des Pecten-Sandsteins ausgebildet. Es kommt sogar vor, dass auch die Ausbildung der darüber folgenden sandigen Schliere isopisch wird, so dass hier die Bohrungen den Pecten-Sandstein statt der gewöhnlichen 30—40 m betragenden, in einer Mächtigkeit von 80—100 m konstatierten.

Der Pectengehalt desselben, der auch im Salgótarjáner Abschnitt nur auf einzelne linsenförmige Zwischenlagen beschränkt ist, tritt hier noch mehr zurück. Gegen N, in der Ausbildung jenseits des Ipoly-Flusses fehlt er überhaupt. Immerhin wird die Stellung dieses Sandsteins durch die darübergelagerten tonigen Schliere genau fixiert.

An der Gácsér Linie gegen N verjüngen sich — wie die übrigen — auch diese miozänen Horizonte stark. Das gleiche gilt auch für die Fortsetzung des Nordnógráder Kohlenreviers gegen W, im Komitat Hont, wo ebenfalls die Verjüngung und Auskeilung derselben zwischen den schlierigen Horizonten des Oligozäns und Mittelmiozäns zu konstatieren ist.

7. Tiefere mittelmiozäne (Helvétien) Bildungen.

Die sehr bedeutungsvollen und abwechslungsreichen Faziesverhältnisse der hierher gehörigen Bildungen im Gebiet des NO-lichen Ungarischen Mittelgebirges skizzierte ich bereits in einer besonderen Abhandlung.⁶ In den aufgenommenen Partien, an der S-lichen Basis der vulkanischen Schichten des Osztrovszki-Gebirges und im Grabenbruch von Etes—Littke, sowie in dessen Fortsetzung gegen NW sind diese Bildungen heute noch anzutreffen. Von den übrigen Gebieten wurden sie durch die Erosion schon längst fortgeschafft. Im Etes—Littkeer Graben treten sie in der tonigen Fazies des Ottnanger Schliers auf, desgleichen auch in ihrer N-lichen Fortsetzung. Nur verjüngt sich — wie bereits erwähnt wurde — auch diese. Am Fuss des Osztrovszki-Gebirges, gegen O in der Gegend von Kékkő ist unten auch die Ottnanger Fazies vorhanden. Die höheren Horizonte hingegen sind bereits in sehr sandiger, ja stellenweise sogar vollkommen schotteriger Fazies ausgebildet. Der berühmte, Haifischzähne enthaltende Schotter von Felsőesztergály ist eine in das oberste Helvétien gehörige, sehr ufernahe Bildung. Über derselben folgt in einer Höhe von 15—20 m die Andesitdecke.

Längs der Honter Linie verjüngen sich, und keilen sich die tieferen tonigen Horizonte des Helvétien allmählich aus. Nur die höheren, sandigen Horizonte sind vorhanden. Diese erscheinen gegen Ipolyság in

⁶ A Magyar Középhegység Schlier-rétegei. Die Schlierschichten des Ung. Mittelgebirges. (Debreceni Tisza I. Tud. Társ. II. o. munkálatai, III, 1929 pag. 81—128.)

einer sehr fossilreichen, an ein litorales Konglomerat erinnernden Ausbildung. Dieses, sowie auch die Verjüngung und sukzessive Auskeilung der übrigen Miozänschichten zeigt sehr deutlich das langsame Fortschreiten der miozänen Transgression von O gegen W, resp. ihr Anlangen an der betreffenden Stelle in einem bestimmten Zeitabschnitt. Es ist zu erwähnen, dass aus einzelnen weissen Mergeln des oberen Miozäns von mehreren Stellen (Nógrádszaka, Szentpéter etc.) durch Pantocsek⁷ eine reiche Diatomaceenfauna beschrieben wurde. In den tonigen etc. Schlieren des Helvétians selbst sind hier die im Mátra-Gebirge bekannten Einlagerungen des Rhyolithtuffs nicht zu konstatieren.

In den hohen, der Andesitdecke schon sehr nahe gelegenen Horizonten, ja sogar stellenweise im Andesitkomplex selbst melden sich bedeutendere (in kleineren Gruben bereits im Abbau befindliche) Kohlenflöze, so z. B. im Honter Abschnitt bei Palojta und weiter gegen SW. Sie sind in der Abhandlung István Gál's zusammengefasst.⁸ Sie zeigen Analogien mit den lignitischen Bildungen von Nógrádverőce und Dömös und entsprechen der Grunder Fazies. Sie sind mit den bedeutend älteren, in einem mehrere 100 m tieferen Horizont befindlichen aquitanischen Kohlenflözen nicht zu verwechseln.

8. Höhere mittelmiozäne (Tortonien) Bildungen.

Hierher gehören in unserem Gebiet vor allem die ausgestreuten und sonstigen Produkte der grossen Andesiteruptionen, die auf Grund der in den benachbarten und mit unserem zusammenhängenden Mátra—Cserhát—Börzsöny—Visegráder Gebirgen beobachteten Verhältnisse in das untere Tortonien zu stellen sind. In unserem Gebiet ist nämlich die auf die vulkanischen Decken gelagerte, in das obere Tortonien zu stellende, höhere Leithakalklagergruppe nicht mehr vorhanden. Doch treten dem Leithakalk ähnliche, auch in petrographischer und paläontologischer Hinsicht grosse Übereinstimmungen zeigende Faziesbildungen auch in dem untersten Horizont der gewaltigen Andesitdecke des Osztrovszki-Gebirges auf, die an die unteren, fossilienführenden Tuffzwischenlagen des Börzsöny-Gebirges erinnern.⁹ Auf den oberen helvetischen Bildungen (die im O tonig, im W sandig sind) lagert ein bescheideneres, einige m bis 15—20 m

⁷ Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns, I—III.

⁸ Gál, I.: Harmadkori szénnyomok az Ostrovski-hegység D-i lejtőin, Teretiäre Kohlenspuren an den S-lichen Hängen des Ostrovski-Gebirges. Bányászati és Kohászati Lapok, XLI, 1910, pag. 283—288. Nur ungarisch.

⁹ Noszky, J.: Die Oligozän-Miozän Bildungen, etc. II, pag. 188—189.

mächtiges, von den oberen Gliedern abweichendes, eher Rhyolithuffartiges vulkanisches Sediment, auf das dann der als „unterer Leithakalk“ bezeichnbare Kalk- und Sandkomplex folgt. Der untere Leithakalk erreicht im S, auf dem Hallgató-Berg bei Szakal und am Vár-(Schloss-) Berg von Piliny eine Mächtigkeit von sogar 20 m. Im Vergleich zu den S-lichen Vorkommnissen des oberen Helvétiens aber, die z. B. am Mátraalja 100—150 m mächtig sind, müssen unsere Schichten als dünn bezeichnet werden. Die kalkige Fazies verjüngt sich gegen N oberhalb Törincs und Rárósmúlyad allmählich und keilt sich aus. Der entsprechende marine Horizont setzt sich in fossilienführenden Andesituffschichten fort. Weiter SW-wärts, gegen Csáb, Dacsókeszi und Szelény lassen sich diese ebenfalls verfolgen und sind auch bei Ipolyság nicht unbedeutend. Ihr Zusammenhang mit den entsprechenden Horizonten des W-lichen und SW-lichen Börzsöny-Gebirges ist demnach zweifellos.

Der untere Leithakalk wird dann von den ausgestreuten Produkten des grosszügigen Amphibolandesit-Vulkanismus: Tuffen, Breccien und Konglomeraten überlagert. Diese haben jedoch keinen marinen Charakter mehr, da zwischen dieselben terrestrische Sand-, Schotter- und Konglomeratschichten eingelagert sind, die fossile Baumstämme und Reste von Wirbeltieren enthalten (Páris-Bach bei Nógrádszakal). In den Tuffen und den zwischen die vulkanischen Schichten eingeschlossenen, schieferigen Tonen sind mehr-minder gut erhaltene fossile Blattabdrücke an vielen Stellen zu finden. Auf Grund solcher, in den gröberkörnigen, tuffösen Breccien der Steinbrüche von Törincs gefundener, nicht besonders gut erhaltener Fragmente von Blattabdrücken stellte D. Stur¹⁰ die Tuffschichten in das Sarmatikum. Die Bestimmung des Alters lässt sich selbstverständlich heute nicht mehr auf einer solchen, allzu einfachen Grundlage durchführen. Die Zusammenhänge und Analogien sprechen aber eher dafür, dass der ganze vulkanische, resp. gemischte Schichtenkomplex auch hier noch in das Tortonien gehört, unsomehr, da im Amphibolandesit-Komplex stellenweise auch Schichten von pyroxenandesitischem Material anzutreffen sind, die auf Grund der Analogien der Cserhát-, Mátra- und Börzsöny-Gebirge in das untere Tortonien zu stellen sind.

Von der grossen Decke des Osztrovszki-Gebirges haben wir es hier nur mit dem unteren, durch die Erosion abgenutzten und durch kleinere-

¹⁰ Stur, D.: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süsswasserquarzes der Congerien- und Cerithien-Schichten in Wiener und Ungarischen Becken. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien, XVII, 1867. pag. 77.)

grössere Verwerfungen zerstückelten Saum zu tun, der in seiner Hauptmasse von ausgestreutem Trümmermaterial aufgebaut ist. Weiter Nördwärts aber, wo die Mächtigkeit der Decke bereits mehrere hundert m erreicht, treten auch ansehnliche Lavastrompartien auf. Die durch den Ipoly-Fluss abgeschnittene S-liche Scholle ist ein SO-liches, in die Grabensenkung von Etes versunkenes Stück der grossen, zusammenhängenden Decke, das hierdurch der Erosion entging. Seine Fortsetzung ist am Vár- (Schloss-) Berg von Piliny und auch dazwischen noch in einigen kleineren Flecken anzutreffen. Dies spricht für die Möglichkeit eines Zusammenhanges zwischen den grossen Decken der Osztrovszki- und Cserhát-Gebirge.

Vom Cserhát-Gebirge entfielen die NO-lichen (zwischen den Ortschaften Dolány, Endrefalva und Nógrádludány gelegenen), sowie die NW-lichen (bei Erdőmeg und Szelestény gelegenen) letzten Ausläufer auf unser Gebiet. Es sind dies die durch die Erosion unter der einstigen Decke freigelegten Endigungen der Gänge des Spaltvulkangebietes.

Die im S-lichen und sonstigen Abschnitten unseres Gebietes befindlichen, hinsichtlich ihres Alters genauer nicht bestimmbar Amphibolandesitvorkommen bringt man am zweckmässigsten gleichfalls mit diesen grossen Eruptionen des unteren Tortonien in Zusammenhang. Von diesen kann der am Nordhang des Várhegy (Festungsberg) von Gács die kristallinische Schieferscholle durchbrechende kleine Andesitstock auch schon wegen seiner Nähe (er liegt kaum einige km von der grossen Osztrovszki-Decke entfernt) nicht auf eine andere Eruption zurückgeführt werden. Die Ursache seiner abweichenden Erscheinung ist darin zu suchen, dass er einen durch tiefgreifende Erosion freigelegten vulkanischen Stiel darstellt, der in der Tiefe zur Ausbildung und erst nachträglich an die Oberfläche gelangte.

Auf Grund der Analogie sind die gewaltigen, sogar 650—729 m ü. d. M. emporragenden Andesitlakkolithe, resp. die zahlreichen, kleineren-grösseren Reste der durch die Erosion angegriffenen Stiele und Gänge der im SO gelegenen Sátoros- und Karancs-Berge am zweckmässigsten ebenfalls in diese Periode zu stellen. Es ist nicht zu verschweigen, dass an den meisten Stellen nur die Fetzen der oligozänen Hülle auf den Lakkolithen und im Umkreis derselben beobachtet werden können. Nur an der SO-Seite des Sátoros ist (bei Somoskő) eine kleine Partie des unteren aquitanischen Komplexes vorhanden, der gleichfalls durchbrochen wurde. Die jüngeren Horizonte fehlen jedoch aus seinem Umkreis. Diese konnten ja auf dem bereits emporgehobenen Festland garnicht zur Ablagerung gelangen. Die Lakkolith-Natur der beiden

grossen ostnógrádischen Andesiteruptionen wurde auf Grund der petrographischen Untersuchung einiger an der Ostseite des Karancs gesammelter Gesteinsvarietäten durch einen Forscher¹¹ bezweifelt und wenigstens für die den Saum der Höhe bildenden oberen Teile des Hauptzuges der effusive Charakter festgestellt. Bezüglich zahlreicher Nebenäste ist der Charakter des unter den Sedimenten stecken gebliebenen Lakkoliths (z. B. im grossen Steinbruch von Sátoros) handgreiflich festzustellen. Der Lakkolith-Charakter ist aber in Anbetracht der vollkommen periklinalen Lage der umgebenden oligozänen Schichten, der in grosser Höhe noch vorhandenen (an der SO-Seite bis 700 m auch heute noch emporsteigenden) Reste der Sandsteindecke und schliesslich der in dieser Gegend nachweisbaren, riesige Dimensionen annehmenden erosionalen Abtragung vollkommen plausibel.

Die Abtragung erreichte nämlich sogar auf den durch die viel jüngeren Basaltschichten bedeckten Gebieten eine Mächtigkeit von mehreren hundert m. Um wie vieles grösser musste ihr Mass auf dem viel älteren, gehobenen, exponierten Gelände sein, das seit dem Zeitpunkt der Eruption überhaupt keine schützende Decke bekam.

Die effusiven Vulkane haben — wie ich dies an den Gängen und Kraterresten der Mátra¹² und Cserhát-Gebirge beobachten konnte, kaum eine bedeutendere Kontaktwirkung auf die vielerorts tonigen Gesteine ihrer Umgebung ausgeübt. In unserem Gebiet hingegen erlitt das tonige Mitteloligozän eine derart tiefgreifende pneumatolitische Kontaktmetamorphose, dass sie ihr erster Beobachter Wolf — in den sechziger Jahren — mit den Karbonschiefern des Bükk-Gebirges parallelisieren zu können glaubte. Nach ihm verzeichneten unsere geologischen Karten Jahrzehnte hindurch um die Karancs- und Sátoros-Berge einen „Culm-Ring“.

Den Charakter eines typischen, alten, arg zugerichteten Lakkoliths konstatierte am Karancs auch unser unvergessliche Meister: Ludwig v. Lóczy sen. gelegentlich eines kontrollierenden Besuches. Als er mit mir — wenige Jahre vor seinem Tod — mit ungebrochener Ausdauer die steilen Hänge in mehreren Profilen erstiegen hatte, konnte er sich auf Grund eigener Erfahrungen von den Verhältnissen überzeugen, die den bestrittenen Lakkolith-Charakter kaum bezweifeln lassen.

¹¹ Scholz, M.: Die Andesite des Karancs-Gebirges. Földtani Közlöny. (Geol. Mitteilungen.) XLVII, 1917, pag. 321—335.

¹² Noszky, J.: A Mátrahegység geomorphológiai viszonyai. (Die Geomorphologischen Verhältnisse des Mátra-Gebirges. (Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honismeretű Bizottsága kiadásai, III. 1927, pag. 43—45. Nur ungarisch.)

Im Zusammenhang mit den grossen Andesiteruptionen traten selbstredend auch im kartierten Gebiet postvulkanische Erscheinungen auf, wenn auch nicht mit solcher Kraft, wie z. B. im Mátra-Gebirge.¹³ Sie bestehen meist in Verkieselungen, die durch Fumarolen herbeigeführt wurden. Als heute noch tätige Mofetten können einige sehr kohlen-säurereiche Quellen angesehen werden, so z. B. die stark eisenhaltigen „Csevice“-Quellen (Säuerlinge) von Nógrádszakal und Rárósmúlyad, die im Streichen des am weitesten gegen N vordringenden Dykes des Cserhát-Gebirges liegen.

9. Höhere obermiozäne (Maeotien) Bildungen.

Die bekannten, typischen untersarmatischen Bildungen, die brackischen Cerithien-Cardien-Schichten fehlen in unserem Gebiet vollständig. Hier wurde schon seit dem höheren Tortonien das Festland stabilisiert. Ein Rest der Sedimente des höheren Obermiozäns ist jedoch im Hangenden der Andesitdecken bei Littke anzutreffen, u. zw. in der Gestalt der von Mátrahida bekannten¹⁴ lakustren—palustren Kalkschlamm-bildungen mit *Helix*- und *Planorbis*-Resten. Dies ist aber dort nur ein kleiner, in eine Verwerfung hineingebrochener Fetzen. Gleichzeitig dürfte auch die Anhäufung der durch die Erosion zustande gekommenen Gerölle eingesetzt haben, die die ansehnlichen Schotterdeckenreste im Hangenden der grossen Andesitdecken hervorbrachte, oder wenigstens bei deren Entstehung mitgewirkt hatte.

10. Oberpliozäne (Levantien) Bildungen.

Das weitere Fortdauern der bereits erwähnten terrestrischen Periode im Pliozän, resp. die hohe Lage des Geländes verhinderte auch in den folgenden Zeitabschnitten die Anhäufung charakteristischerer Sedimente. In derselben Zeit entstanden in unserem stark gesunkenen, tiefen Alfölder Becken viele hundert m mächtige, ja sogar tausend m überschreitende Ablagerungen in den dortigen Binnenseen und Sümpfen, die auch aus der Umgebung zugeführten, fossilere Detritus in grosser Menge enthalten.

In unserem Gebiet kamen in diesem Zeitalter bloss als Folge des junglevantinischen letzten Vulkanismus bedeutendere Anhäufungen zu-

¹³ Noszky: Vorhin zit. Arbeit, pag. 43—45.

¹⁴ Noszky: Vorhin zit. Arbeit, pag. 68—69.

stande. Es sind dies die olivinreichen Basalt-, resp. Basanit-Eruptionen, die an der Grenze der Komitate Nógrád und Gömör Kuppen, resp. Decken hervorbrachten. Von diesen entfallen jedoch bloss einige Schlöte von Spaltvulkanen (Maskova, Patakalja, S-liche Seite von Lapujtő), ferner einige mehr-minder erodierte und zertrümmerte Reste von Basaltdecken auf unser Gebiet. Von den letzteren bestehen die Jelsőcer Vorkommen und die drei kleinen Hügel von Füleker nur aus Basaltbreccie. Bei den übrigen, namentlich sowohl auf der Bergkappe bei Csákányháza, wie auch in den Plateauabschnitten von Búcsöny—Korlát, ferner in den Decken des bogenförmigen Hügelzuges von Ragyolc—Terbeléd sind über dem ausgestreuten Material der Anfangsperiode des Vulkanismus auch die höheren Lavadecken noch vorhanden. Eine dem in gebogene Säulen zergliederten „Basalttropfen“ des Somoskőer Várhegy (Festungsberg) im Bau ähnliche vulkanische Ruine gibt sich auch in der Kuppe des N-lich von Nógrádpilis emporragenden Hargics-Berges zu erkennen.

Von den postvulkanischen Erscheinungen der Basalteruptionen sind die Füleker und Gömörer Säuerlinge („Csevice“) hervorzuheben, die an den jüngeren, auch die Basaltberge zertrümmernden Bruchlinien hervorbrechen, ferner auch die reichlichen Aragoniteinlagerungen im basalen Sandstein an der Westseite des Búcsöny-Berges, als Zeugen der Tätigkeit einstiger Thermen.

II. Pleistozäne Bildungen.

Auf unserem Gebiet ist das tiefere Pleistozän in einigen höher gelegenen Uferterrassenschottern (bei Littke) und Schuttkegelbildungen (bei Panyidaróc) zu suchen. Die Situation derselben ist durch den dieselben überlagernden Löss präzisiert.

Auch die mehr-minder mächtigen Decken der pleistozänen Lössen spielen hier eine ziemlich bedeutende Rolle u. zw. sowohl auf den erhalten gebliebenen Tafeln der von den Andesitdecken gebildeten Hochebenen, wie auch auf den stark erodierten, flachen oligozänen Hügeln längs des Ipoly-Flusses. Unter den dünneren Lössdecken brachten nicht nur die Einschnitte der Erosion, sondern oft sogar schon die Schaufeln des Pfluges die Liegendschichten an die Oberfläche, so dass dieses Sediment nur dort kartiert werden kann, wo es eine charakteristische und dominierende Decke bildet. Was die menschliche Kultur anbelangt, sind für die jüngere Steinzeit bezeichnende oder noch jüngere Klingen und Steingeräte an den Hügeln längs des Ipoly-Flusses und seiner Nebenbäche ziemlich häufig zu finden (Littke, Szécsény-Kovácsi, Kiskér, Szelestény, Mikszáthfalva).

12. Holozäne Bildungen.

Hier sind ausser dem gewohnten Gehängeschutt und den Schlamm-auffüllungen der Inundationsgebiete — die in Anbetracht des ausserordentlich geringen Gefälles einzelner Abschnitte des Ipoly-Flusses, sowie der Windungen und der häufigen Hochwässer des Ipoly-Tales ziemliche Dimensionen erreichen und rasch zunehmen — sowohl im Haupttal, wie auch in manchen Nebentälern mit geringerem Gefälle typische Flugsandbildungen sehr charakteristisch (Nógrádludány, Órhalom, besonders aber die Gebiete W-lich und SW-lich von Balassagyarmat). Sie lassen sich auch schon auf Grund ihres Materials auf die Deflation zurückführen. Am stärksten sind sie dort ausgebildet, wo das Gelände, namentlich die Hügel der Umgebung aus glimmerigen, groben cattsischen Sandsteinbildungen bestehen.

Die altholozänen städtischen Terrassen sind im Ipoly-Tal gut zu erkennen. Der grösste Teil der Stadt Balassagyarmat, Nagyszécsény,¹⁵ aber auch ein Grossteil der kleineren Gemeinden ist auf solchen erbaut, weil diese Terrassen beständig trocken aus den jährlich wiederholt eintretenden Überschwemmungen emporragen, die die Ebene des Ipoly-Flusses an vielen Stellen nicht nur nach der frühjährlichen Schneeschmelze, sondern oft auch gelegentlich stärkerer sommerlicher Platzregen in einer Breite von 1.5—2 km überfluten. Besonders die vor den Talengen gelegenen Abschnitte sind der Hochwassergefahr ausgesetzt (Littke). Das gleiche gilt auch für die Nebenbäche (z. B. die Zselenyéker und Endrefalvaer Abschnitte des Szalatnya- und Szentlélek-Baches).

Von den Überresten des frühen Eisenzeitalters sind bei Törincs, Szentpéter, Maskova die Spuren uralter, primitiver Hüttenbetriebe, namentlich grubenförmige Schmelzöfen („Verempest“) und aus denselben herstammendes, in ihrer Umgebung massenhaft verstreutes schlackiges Material anzutreffen.

II. TEKTONISCHE VERHÄLTNISSE.

Über unser Gebiet, das im wesentlichen sehr abwechslungsreich ist, aus mehreren von einander im Charakter abweichenden Teilen besteht, und dessen Anschluss gegen N noch nicht entsprechend erforscht ist, lässt sich vorläufig kein genaueres, einheitlicheres tektonisches Bild entwerfen. Ich muss mich somit auf die Besprechung der in den einzelnen Abschnitten beobachteten Verhältnisse beschränken.

¹⁵ Der ältere Teil steht auf einer jungpleistozänen Terrasse.

Das Ipoly-Tal, resp. dessen zwei flache Abschnitte, die in das Komitat Nógrád entfallen und vom hydrographischen Gesichtspunkt als Becken angesehen werden können, sind keine Becken im geologischen Sinne, sondern im Gegenteil: eine von ONO gegen WSW streichende, schwache Aufwölbung der sehr mächtigen oligozänen (Cattien-Rupélien) Schichten. Sowohl an der N-lichen, wie auch an der S-lichen Seite derselben zeigen die durch die vulkanischen Ablagerungen gegen die Erosion geschützten Schichten der jüngeren miozänen Decke im allgemeinen entgegengesetzte Einfallrichtungen: im S sinken sie im Cserhát-Gebirge gegen das Alföld (Tiefebene), resp. das Zagyva-Tal, im N begegnen wir hingegen Einfallrichtungen vom 21—22^h. Auch im letzteren Gebiet erfolgte ein durch Sinken begleiteter grosser Abbruch, mit dem heutigen Ungarischen Erzgebirge als Zentrum. Der SO-Flügel des Vepor-Gebirges wurde gleichzeitig gebrochen und in die Tiefe mitgenommen, was durch das Hervortreten der Madáchfalvaer kristallinischen Schieferscholle an der Sohle des Tales, unter der Andesitdecke erwiesen ist.

Die grosse oligozäne Antiklinale wurde durch einen gewaltigen, durch Verwerfungen entstandenen Grabenbruch in zwei scheinbare Becken gegliedert, die durch die versunkenen Andesitbildungen von einander getrennt sind, deren härtere Partien als Höhen aus dem Gelände emporragen. Von den beiden kann das WNW-liche als das Becken von Szécsény-Balassagyarmat, das ONO-liche als das Becken von Losonc bezeichnet werden.

Der grosse Grabenbruch wurde durch die das Kohlenrevier von Salgótarján und die Gegend von Mátrahidja¹⁶ durchquerenden, gegen 21—22^h verlaufenden transversalen Verwerfungen hervorgebracht, von denen, resp. deren Fortsetzung hier mehrere nebeneinander auftreten. Diese verleihen an der SW-lichen Seite dem wegen seines Kohlengehaltes bedeutungsvollen Rest des miozänen Komplexes zickzackförmige Konturen. Die Verwerfungen erreichen sehr ansehnliche Dimensionen. Der äusserste Randbruch zwischen Piliny und Szakal, dessen SO-liche Fortsetzung am Meszestető¹⁷ bei Mátraverebély bloss 60 m beträgt, brachte hier bereits einen Niveauunterschied von nahezu 300 m zwischen den im mittleren Horizont des Helvétiens auftretenden, tonigen Schlieren und der darübergelagerten Andesitdecke, resp. den daneben gelagerten, dort ganz schlierartigen oberoligozänen Tonen zustande. Da die letzteren auch

¹⁶ Noszky, J.: Die geomorphologischen Verhältnisse des Mátra-Gebirges. pag. 111—113.

¹⁷ Ebendort, pag. 83.

faunistisch sehr mit den miozänen Schlieren übereinstimmen, wurden sie früher lange Zeit hindurch als mittelmiozäne, das Hangende der Kohlen bildende Schliere aufgefasst. Sie gaben zu sehr zahlreichen erfolglosen Schürfungen auf Kohle Veranlassung. Die im Salgótarjáner Bergbau unter dem Namen „Hauptverwerfungen“ bekannten Transversalverwerfungen sind auch in den tieferen Teilen des Grabenbruchsystems zu konstatieren, namentlich an solchen Stellen, wo der Kontakt von abweichenderen Bildungen sichtbar ist. So z. B. im Hügelland zwischen Szakal und Littke, wo die Grenzen der Schliertone, der „unteren Leithakalke“ und der Andesitdecke, resp. die Änderungen des Niveaus dieser Bildungen gut zu beobachten sind. Auch an den höher gehobenen Stellen des „Grabens“ sind die kleineren-grösseren Verwerfungen und der längs derselben erfolgte Abbruch der Schichten sichtbar. An der NO-lichen Grenze hingegen ist die relative Lage des Miozäns zum Oligozän nicht durch Brüche, sondern durch normale Überlagerung bedingt und die geologischen Grenzen wurden nur durch die oberflächliche Erosion ausgezackt.

Im Nordnógráder Kohlenrevier und den anschliessenden Honter Abschnitten dominieren ebenfalls diese Querverwerfungen. Ihr Streichen erreicht hier sogar bereits 23^h, wogegen es gegen O, im Abschnitt oberhalb Törincs meist nur gegen 19—20 gerichtet ist. Die Verwerfungen, die — wie erwähnt — nur in den abwechslungsreicheren Abschnitten deutlicher wahrzunehmen sind, setzen sich aller Wahrscheinlichkeit nach auch in den Schichten des gegen S, W und O folgenden, eintönigeren, flachen oligozänen Geländes fort, nur lässt sich ihre Auswirkung dort nicht durch einfache geologische Beobachtung erkennen.

Im Korlát-Bucsonyer Gebiet und bei Jelsőc wurden die Reste des Basaltplateaus ebenfalls durch NW—SO-lich verlaufende Querverwerfungen zerstückelt. Hieraus folgt, dass die Verwerfungen in postlevantischer Zeit, nach der Basalteruption zustandekamen, was natürlich die Möglichkeit nicht ausschliesst, dass sie bereits früher vorhanden waren, so dass man es mit erneuerten Brüchen zu tun hätte, wofür der Bergbau im Salgótarjáner Kohlengebiet bereits mehrere Beispiele konstatierte.

Die an der Südseite des Nordnógráder Kohlengebietes bei Zsély, Kürtösujfalu etc. befindlichen Sauerlinge („Csevice“) treten sämtlich an Querbruchlinien auf, u. zw. im Bereich des tieferen Oligozäns, weit von den vulkanischen Decken entfernt, in deren Nähe sie meist fehlen.

Das System der NO—SW-lichen longitudinalen Verwerfungen, die das Ungarische Mittelgebirge zustandebrachten und mit dessen Hauptstreichrichtung parallel verlaufen, ist älter, aber schwächer, so dass es — in den tertiären Abschnitten wenigstens — nur an wenigen Stellen zu er-

kennen ist. Im NO, beim grossen Abbruch des Vepor-Gebirges spielte es jedoch die Hauptrolle. Der S-liche Abbruch des Vepor ist ebenfalls durch viele kräftige „Csevice“-Quellen begleitet. An der W-lichen Seite fällt jedoch der Abbruch des Vepor mit dem Streichen der jüngeren Querbrüche zusammen.

III. DIE PALAEOGEOGRAPHISCHE AUSGESTALTUNG DES GEBIETES.

Nach den obigen Ergebnissen und den Verhältnissen der weiter S-lich gelegenen Gegend¹⁸ mussten die alten Bildungen des Gebietes nach ihrer im oberen Karbon erfolgten Emporfaltung, resp. Hebung in unserem Gebiet sehr lange Zeit hindurch (Perm-Mesozoikum-Eozän) ein Festland gewesen sein, auf dem nur Abtragung erfolgte. Bisher waren wenigstens weder in den Bohrungen, noch in den Einschlüssen der Eruptivgesteine Spuren der in diesen Zeitraum gehörigen Bildungen anzutreffen.

Die im Eozän einsetzende Transgression erreichte unser Gebiet erst in der Mitte des Oligozäns, resp. die NO-lichen Teile erst am Ausgang des Mitteloligozäns. Das oberste Oligozän weist aber an vielen Stellen wieder kleine Festländer auf, die eine partielle Regression beweisen. Die tiefgreifende Änderung des Geländes trat aber erst am Beginn des Miozäns ein. Dieser Umstand erleichtert hier sehr die Unterscheidung der Bildungen.

Auf das unebene, durch die Erosion zerklüftete Gelände des Miozäns wurden von den höheren Gebieten der Umgebung, in erster Linie vom S-lichen, „Pannonischen Urgebirge“ v. L ó c z y seniors gewaltige Schuttmassen gewälzt. Ausserdem baute auch das Material der rhyolithischen Dazituffe auf einem Areal von etwa 5000 km² ansehnliche Schichten auf. Diese Tuffe geben ihrer synchronischen Ablagerung zufolge nicht nur hier, sondern auch im Gebiet der Zagyva- und Sajó-Täler den besten geologischen Leithorizont ab.

Im höheren Untermiozän setzt in grosser Ausdehnung eine bedeutungsvolle und mehrfach wiederholte Kohlenbildung ein. Die Kohle wird durch die später einsetzende und immer stärker fortschreitende Transgression erst mit brackischen, dann rein marinen Schichten überdeckt. Später, im Helvétien schreitet die Transgression, die infolge des Sinkens

¹⁸ Noszky, J.: Geol. und entwicklungsgeschichtliche Verhältnisse des Zagyvatales und seiner Umgebung. (Centralblatt für Geol. Min. etc. Jahrg. 1924. pag. 500—512.)

des Gebietes immer tonigere Sedimente ablagert, auch weiter gegen W fort.

Das untere Tortonien beginnt mit einer geringeren regressiven Hebung und schwächeren Eruption vulkanischer Asche. Hiernach wird im oberen Tortonien das Gebiet für kurze Zeit wieder durch das nach seiner Fauna tropische, transgressive Meer des „unteren Leithakalkes“ überflutet. Der marine Zustand wird aber durch die ausgestreuten Produkte des später einsetzenden und immer stärker werdenden Amphibol- etc. Andesit-Vulkanismus, ferner das aus dem Urgebirge zeitweise herabgeschwemmte terrigene Schuttmaterial alsbald in ein vollkommenes Festland verwandelt. Seither kamen hier auch keine marinen Bildungen mehr zur Ablagerung.

In den terrestrischen Perioden setzt eine energische Abtragung ein, die bald schwächer, bald intensiver, doch beständig tätig ist. Höchstens geringe Mengen von schotterigem, umgeschwemmtem Geschiebe gelangen stellenweise zur Ablagerung. Ausserdem entstanden auch lakustre-palustre Schichten, die wir namentlich im jungen Obermiozän bei Littke beobachten konnten.

Im Laufe des oberen Pliozäns brachten in einem Teil unseres Gebietes, gegen Ost die Basalteruptionen höchstens 40—60 m mächtige vulkanische Decken zustande. Die Decken waren ursprünglich selbstredend erheblich grösser, wie heute, sie wurden aber durch die Erosion dermassen hergenommen, dass kaum mehr ein Zehntel ihrer ursprünglichen Ausdehnung vorhanden ist. In den bis zu den tieferen basalen Schichten abgetragenen Teilen treten stellenweise schon die Stiele der Eruptionen und zahlreiche Gänge zutage.

Das halbwüstliche Klima des Pleistozäns war mit energischer Deflation verbunden, deren Produkte der Löss und der Flugsand darstellen. Die Deflation brachte auch die im oberoligozänen Sandsteingebiet an der S-lichen Seite des Ipoly-Flusses sichtbaren Formen zustande, die, trotzdem sie durch das feuchtere Klima der Gegenwart einigermaßen verändert wurden, noch immer deutlich ihren Ursprung verraten.

Im Holozän setzte sich neben der Ablagerung von Gehängeschutt und Inundationssedimenten etc. die Bewegung des alten Flugsandes fort, die stellenweise auch heute noch andauert.

* * *

Von der Veröffentlichung des Abschnittes über die technisch verwertbaren Materiale musste die Direktion der Geologischen Anstalt wegen der Knappheit des Raumes und aus anderen, in unserer Lage verständ-

lichen Gründen absehen. Die letzteren machten auch die weitere Fortsetzung meiner Arbeiten in diesem interessanten und lehrreichen Gebiet unmöglich. Die bedauerlichen Umstände vereitelten somit die Lösung zahlreicher aufgetauchter Probleme, die sich nur auf Grund der Überblickung weiterer Zusammenhänge richtig erfassen lassen. Von weiteren Studien kann umso weniger die Rede sein, da sogar der grösste Teil des bereits aufgenommenen Gebietes unter fremde Besetzung gelangte.

ÜBER DIE STATISCHEN UND HYDROLOGISCHEN URSACHEN DER UFERRUTSCHUNGEN AM BALATON-SEE.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Dr. Géza v. T o b o r f f y.

Es fällt auch den Laien auf, dass die Böschungen und die Gleichgewichtsverhältnisse der hohen Ufer des Balaton-Sees in gewissen Abschnitten künstlich geregelt werden mussten. Die an Ort und Stelle unternommenen Forschungen führten zu dem Resultat, dass eine Hauptursache der verschiedenen Rutschungen und Uferbrüche im Wasser, richtiger in den durch die Gegenwart desselben bedingten statischen Störungen liegt. Bei der Besprechung der zerstörenden Tätigkeit des Wassers muss man die äusseren und inneren Wässer unterscheiden. Im Anfangsstadium der Uferbrüche dürften die inneren, zirkulierenden Wässer noch eine geringe Rolle gespielt haben, weil die erste Ausbildung der Ufer noch im direkten Zusammenhang mit der Ausgestaltung des Seebeckens erfolgte.

Die Gebirgsmassen waren gezwungen, ihr gestörtes Gleichgewicht wieder zu erlangen, was zu Dislokationen führte. Die hohe Uferwand neigte sich und sank stellenweise, halbkreisförmige Segmente lösten sich vom Ufer, bewegten sich abwärts, ja die aneinander gepressten Schuppen wurden sogar bis zu einem gewissen Grad horizontal verschoben (Überquetschung bei Kerékaszó etc.).

Diese Erscheinungen verursachten an der Oberfläche der freistehenden Wände Spannungen, die sich langsam ausgleichen, aber trotzdem auch heute noch eine wesentliche Rolle bei der Loslösung der Gebirgsmassen spielen. Weitere Abbröckelungen erlitten die halbwegs zur Ruhe gekommenen hohen Ufer dadurch, dass die erodierende Wirkung des Balaton-Sees ihre natürlichen Stützen fortschaffte.

In einem unter Spannung stehendem Profil kann bereits die Schwächung der Widerlager zu Uferbrüchen führen. Solche Störungen des Gleichgewichts kann der wechselnde Wasserstand und der Wellenschlag des Balaton auch heute noch ohne die Mitwirkung anderer Kräfte verursachen. Noch schneller wird das Gleichgewicht umgestürzt, wenn gleichzeitig mit der Schwächung der Stützen die Spannung und das Gewicht der balancierenden Masse erhöht werden.

Bei dem am 18. August 1914 am Sándorhegy erfolgten grossen Uferbruch wäre es kaum möglich, den Wellenschlag des Balaton-Sees als unmittelbare Ursache dahinzustellen, da ja die wesentlichere Schwächung des natürlichen Widerlagers durch den Eisenbahndamm verhindert wurde. Der Absturz der ungefähr auf eine halbe million m³ veranschlagbaren Masse musste also einen anderen Grund gehabt haben. Die Veränderung erfolgte auf der anderen Seite der Gleichung: nicht die Stütze wurde geschwächt, sondern das Gewicht der gestützten Erdmassen wurde erhöht, wobei gleichzeitig auch ihre Kohesion und Standfestigkeit vermindert wurde. Am Sándorhegy wurde der Uferbruch durch die schädliche Wirkung der inneren Sickerwässer ausgelöst, wir stehen also hier einem typischen feuchten Bruch gegenüber.

Im gegenwärtig bedrohten Abschnitt (Csittényhegy, Gegend des Tunnels) wird die Bewegung ebenfalls durch die Gegenwart innerer Wässer verursacht, deren dringende Ableitung und Regulierung bereits den halben Erfolg bedeutet. Wenn es gelingt, die Masse einer in Bewegung befindlichen Hügellehne relativ trocken zu legen und die Böschungsverhältnisse den Anforderungen der Kohesion entsprechend zu regeln, ferner die natürlichen Stützen des Ufers zu sichern, dann kann das Problem als gelöst betrachtet werden und grössere oder anhaltende Bewegungen sind kaum zu befürchten. Jedenfalls muss man allen Anforderungen der Ufersicherung in vollem Masse gerecht werden. Es ist zwecklos, eine Stütze zur Sicherung einer innerlich durchnässten Masse aufzuführen, sollte auch ihre Böschung reguliert sein, andererseits führt auch die gründlichste Trockenlegung der Masse nicht zum Ziel, wenn nicht für die Regelung ihrer Böschung und für die richtige Verteilung der Masse Sorge getragen wird, u. s. w. Sogar bei der gewissenhaftesten Berücksichtigung dieser Faktoren muss man noch immer mit den das Ufer angreifenden Wellen des Balaton-Sees (oder anderer Gewässer) rechnen, die durch uferschützende Aufschüttungen aus Stein unschädlich gemacht werden können.

Bei den Arbeiten am Sándorhegy stellte es sich heraus, dass in der Gebirgsmasse eine 7—8 cm mächtige, parabolisch verlaufende Gleitfläche auftritt, die aus rostigem, glimmerreichem, sandigem Ton besteht.

Diese parabolische Fläche wurde durch die bisherigen Stollen und Einschnitte überall aufgeschlossen und markiert die untere Grenze der in Bewegung befindlichen Masse. Hierdurch wurde die Theorie L. v. Lóczy seniors bestätigt, der schon in seiner Arbeit über die Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balaton-Sees ähnliche Gleitflächen bespricht, obzwar er sich erst hier praktisch von dem Vorhandensein derselben überzeugen konnte.

Dass auf dieser Fläche eine langsame, kontinuierliche Bewegung stattfindet, davon konnten wir uns in dem Entwässerungsstollen des Eisenbahnabschnittes No. 350 Tag für Tag überzeugen. Die über der aufgeschlossenen Gleitfläche liegende Masse (Schutt) wanderte anfangs täglich mehrere cm auf ihrem glitschigen Liegenden weiter, was durch in die Wand eingeschnittene Marken kontrolliert wurde. In dem Masse, wie die Regulierung der Böschung und die Entwässerung vorwärts schritten, wurde die Bewegung immer langsamer, um schliesslich zum vollkommenen Stillstand zu gelangen.

Schon einzelne ältere Fachschriften geben zu, dass die Rutschung nicht immer auf vorgebildeten Gleitflächen erfolgt, wie dies anfänglich angenommen wurde, sondern dass im Gegenteil: die Glättung der Gleitfläche der Reibung der rutschenden Masse zugeschrieben werden muss. Unzweifelhaft gibt es Fälle, wo die Erdmassen sich längs einer abschüssigen Fläche fortbewegen. In solchen Fällen sind parabolische Gleitflächen höchstens in der Nähe der vertikalen Trennungsstellen, in den nachstürzenden Massen anzutreffen.

Von den weiter oben erwähnten bewegenden Faktoren ist die Zunahme des spezifischen Gewichtes der balancierten Masse, sowie auch die Verminderung der inneren Kohesion bei der Ortschaft Balatonkenese auf die Einwirkung der inneren Gewässer zurückzuführen. Solange das im Sinne der Gesetze der Kapillarität sickende Wasser sich in langsamer und ungehinderter Bewegung befindet und durch die aufgeschlossenen Schichtenköpfe verdunsten kann, gefährdet es die Ufer nicht, da bekanntlich die Kohesion des feuchten (nicht nassen!) Sandes durch das darin gebundene, gewissermassen „molekulare“ Wasser nur erhöht wird. Sobald aber die Niederschläge in grösseren Mengen in die Tiefe gelangen, wie z. B. auf der mit abflusslosen Vertiefungen übersäten Hochebene NO-lich vom Balaton-See, und in ihrem freien Abfluss und ihrer Verdunstung durch irgend etwas gehindert werden, sammelt sich das Wasser an den tieferen Stellen der Schichten, wo es dann nicht mehr als gebundenes Wasser figurirt, sondern die benachbarten Erdmassen durch und durch nässend, das Gewicht derselben erheblich vergrössert, den Ton aufweicht, seine Kohesion und somit auch seinen Reibungskoeffizienten herabsetzt. Das Trägheitsmoment der Masse wird grösser, der Widerstand geringer, bis schliesslich die breiige Masse hervorquillt und das Ufer abstürzt.

In der pontisch-pannonischen Schichtenserie treten Sand-, Ton-, Mergel- und Lignitbänder, also wasserführende und sperrende Schichten in häufiger Wechsellagerung auf. Aus diesem Grund sind durchnässte Schichten in verschiedenen Niveaus anzutreffen. In solchen Höhen, wo

das Wasser des Balaton-Sees bereits gar keine Rolle mehr spielen kann, findet man noch Flecke mit Rohr und anderen Wasserpflanzen, die das unentbehrliche Wasserquantum nur aus den durch die Sandschichten infiltrierten Niederschlägen erhalten. Die alten Uferbrüche behindern den freien Abfluss dieser Schichtenwässer, stauen dieselben und geben ihnen Gelegenheit, die Gegend der alten Brüche zu durchnässen.

Bei den Rutschungen lässt es sich beobachten, dass die losgelöste Masse sich nicht vollständig zertrümmert, sondern auf einer selbsthergestellten Gleitbahn abrutschend, mit ihrer Stirnpartie die Oberfläche aufwühlt, dabei aber verhältnismässig unversehrt bleibt. Hierbei kann es vorkommen, dass eine wassersperrende Schicht der abgerutschten Masse in die Fortsetzung einer durchlässigen Schicht des anstehenden Profils zu liegen kommt und die freie Zirkulation des Wassers stört. Die verschmierte, tonig schlammige Gleitfläche fungiert z. T. selbst als Wassersperre, so dass hinter, resp. unter ihr sich grosse Wassermassen ansammeln können. Finden dann die Wässer ihren Weg in die abgestürzten Massen, werden selbstverständlich auch diese zu Brei aufgeweicht. Um dies zu verhindern, wurden in den regulierungsbedürftigen Abschnitten des Ufers mehrere Trockenwerke eingerichtet. Der Bau der Stollen schritt anfänglich ungehindert vorwärts, bis dann plötzlich ein dünner Brei einzudringen begann. Zur Abhilfe musste ein oberer Zwillingstollen angelegt werden, dessen Sohle über der Schlammschicht geführt wurde. Im Intervall der beiden Stollen blieben — zwischen gar nicht mächtigen Tonschichten eingeschlossen — Schlamm und mit Wasser durchtränkter Sand zurück. Die Sohle des oberen Stollens wurde vertieft und mit Eisenplatten ausgekleidet, die den Zutritt des Wassers nicht hinderten, das Eindringen des Sandes jedoch nicht erlaubten. Gute Dienste leisteten auch in den Boden der Stollen gegrabene Sickerschächte und aufwärts, in die Decke gerichtete Bohrungen.

Mit der Zeit sank das Wasser langsam aber merklich so weit, dass das allmählich austrocknende Material nunmehr erfolgreich bearbeitet werden konnte. Der Stollen wurde mit einem Bazaltbetonrohr ausgefütert, das zur Erleichterung des Wasserzuflusses aussen rund herum mit einer Steinschicht umstopft wurde. Dieser Stollen wurde als permanente Entwässerungsanlage ausgebaut.

Es ist eine auf Erfahrung beruhende Tatsache, dass die zu entwässernde Masse einem auf der Austrittsstelle des Wassers stehenden Trichter entspricht, dessen Ausdehnung von den physikalischen Eigenschaften des Materials abhängt. Auf dem Ufer von Kenese lässt sich — falls man das Material überall gleich annimmt — erfahrungsgemäss mit jedem Stollen ein Gebiet entwässern, dessen Radius etwa 150 m misst.

Das im Inneren des Hügels eingeschlossene Wasser sucht eine möglichst tiefe Lage zu erreichen und fließt demnach in den tief angelegten Stollen ab. Es muss unterwegs die durch die Adhesion verursachte Reibung überwinden, aus diesem Grund sind die Konstituenten des Entwässerungstrichters keine geraden Linien, sondern aufwärts immer mehr nach aussen gebogene Kurven.

Der Trichter erlangt nach einer gewissen Zeit seine maximale Ausdehnung und behält fortan seine Gestalt beständig. Zwischengelagerte wassersperrende Schichten können störend wirken und in einzelnen Fällen den Erfolg gänzlich vereiteln. Wenn tunlich, muss man diese Schichten über dem Stollen möglichst dicht perforieren. Hierdurch gewinnt man oberhalb der wassersperrenden Schicht viele kleine Entwässerungstrichter.

Mit Bezug auf das oben erwähnte molekulare Wasser erwähne ich eine sehr plausible Theorie Kég l's. Nach ihm können durch Erschütterungen in der Konsistenz des lockeren Sandes beträchtliche innere Veränderungen zustandekommen. Die gegenseitige Lage der einzelnen Sandkörner kann nämlich verschieden sein. Bei lockerer Lagerung fallen die Mittelpunkte derselben mit den Ecken eines gedachten Würfelsystems, bei dichter Lagerung mit denen eines Tetraedernetzes zusammen. Wenn der in der ersten Weise gelagerte nasse Sand durch Schütteln in die zweite Konsistenz gezwungen wird, werden beträchtliche Mengen des durch die Adhesion gebundenen Wassers frei, und gleichzeitig wird auch das Volum des Sandes, respektive seiner Poren verringert. Aus diesem Grund ist beim Bau der Stollen jede überflüssige Erschütterung (Sprennung, unnötiges Herumhämmern) zu vermeiden.

Der geologische Bau der hohen Ufer bei Balatonkenese ist — wie erwähnt — ziemlich abwechslungsreich. Früher, als nur die an die Oberfläche tretenden Glieder der Schichtenserie eingehender bekannt waren, wurde im Liegenden eine blaue Tonschicht von grosser Mächtigkeit angenommen und als Ursache der verschiedenen Bewegungen dahingestellt. Die Bohrungen zeigten dann, dass diese Annahme nicht begründet ist, da hier von einer 50—60 m mächtigen (nach einzelnen Forschern noch mächtigeren) homogenen Tonschicht keine Rede sein kann. In der Tiefe ist das Material ebenso abwechslungsreich, wie in den Aufschlüssen der Ufer.

Vom technischen Gesichtspunkt ist von allen Bestandteilen der Sand der verlässlichste. Demgegenüber sind die verschiedenen Tone die Quellen der meisten Gefahren, weil sie im feuchten Zustand schon geringerem Druck nachgeben. Die Mergel zeigen die Eigenschaften des Sandes oder Tones, je nachdem sie dem einen oder dem anderen näher stehen. An den hohen Ufern verursacht auch der Wind lokale trockene Brüche.

Das im Inneren der Hügel eingeschlossene Wasser sucht eine mög-
 lichst tiefe Lage zu erreichen und fließt demnach in den tief gelegenen
 Kloten ab. Es muss allerdings die durch die Adhäsion verursachte Reibung
 überwinden, auf diesem Grund sind die Konturen des Lagers
 nachgewiesen, aber zwischen Linsen, sondern auch unter nicht nach
 unten gedragener Krümmung.

Der Trichter ist nach einer gewissen Zeit seine maximale Aus-
 dehnung und deshalb formen seine Gerinne beträchtliche Ausweichungen
 wasserseitige Schichten können sich bilden und in einzelnen Fällen
 in der Tiefe fließen. Wenn man sich diese Schichten
 an ihrer dem Boden abgesetzten Oberfläche überlegen kann, so
 versteht die wasserseitigen Schichten viele kleine Ausweichungen.
 Als Folge auf der oben erwähnten kollektiven Wasserbewegung ist
 eine sehr planare Theorie (Fig. 1) möglich. Nach dem Linsen durch
 Bewegung in der Richtung der lockeren Sande beträchtliche neue Ver-
 änderungen hervorgebracht. Die gegenwärtige Lage der einzelnen Sande
 können kann nämlich verschieden sein bei lockeren Lagerungen fallen die
 Mittelpunkte derselben mit den Linsen eines gegebenen Winkels zusammen
 bei dieser Lagerung mit denen eines Trichterform zusammen. Wenn
 das in der einen Seite der lockeren Sande durch Schichten in die
 zweite Richtung hervorgeht wird werden beträchtliche Mengen des
 durch die Adhäsion gebundenen Wassers frei, und gleichzeitig wird auch
 das Vordringen der Sande, respektive seine Form verändert. Aus diesem
 Grund ist beim Bau der Hügel jede Übertragung (Spezial-
 gung) zweier Trichterformen zu vermeiden.

Der Trichter hat bei hohen Ufern bei Balnearien (Fig. 2) wie
 erwähnt — nämlich wasserseitig. Früher, als nur die Ober-
 fläche der Hügel über der Schichtebene einander bekannt waren,
 wurde für fließende eine diese Trichterform von großer Mächtigkeit an-
 genommen und die Ursache der verschiedenen II. wasserseitigen
 Die folgenden zeigen dann, dass diese Annahme nicht begründet ist, da
 hervor zu sehen ist in mehreren (nach einzelnen Forschern nach nach-
 gleich) hervorgehenden Trichterformen keine Rede sein kann, in der Tiefe ist die
 Material ebenso wasserseitig, wie in den Aufschüssen der Ufer.

Vom technischen Gesichtspunkt ist von allen Ausweichungen der Sande
 die verschiedensten. Dargestellt sind die verschiedenen Töne die
 Quelle der meisten Gerinne, weil sie im letzten Zustand schon sein
 geben Druck nachgeben. Die Mittel zeigen die Eigenschaften der Sande
 oder Töne, je nachdem sie dem einen oder dem anderen näher stehen.
 An den hohen Ufern vertritt auch der Wind lokale unregelmäßige
 Töne in der Luft, welche durch die Ausweichungen hervorgerufen werden.

GEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN
BEI DEN REGULIERUNGSARBEITEN DES SIÓKANALS
ZWISCHEN DEM 16—18. AUGUST 1918.

Von Ludwig v. Lóczy sen.

In 1916 untersuchte ich den zwischen Korlátpuszta und Siófok gelegenen Sióabschnitt, heuer besuchte ich die Baggerarbeiten in dem bis zum Inundationsgebiet der Donau reichenden Abschnitt. Die technischen Arbeiten des Siókanals sind zur Zeit in Ungarn die grössten auf dem Gebiet des Wasserbaues, wobei der Kanal zwischen dem Balaton-See und der Donau in einer Länge von über 100 km, mit einer Sohlenbreite von 18 m, einem Gefälle von 1 m pro 12 km und eine Wassertiefe von 3.20—3.40 m anstrebend verbreitert und vertieft wird.

Der alte, in 1834 durch József Beszédes geplante Kanal war am Grund 8 m breit, sein Wasser 2 m tief. Im Vergleich zu seiner damaligen oberflächlichen Breite von 12 m, die an mehreren ziemlich langen, geschlängelten Abschnitten noch sichtbar ist, bietet die 22—24 m breite Wasserfläche des neuen Kanals das Bild eines ansehnlichen, rasch (0.70—0.80 m/s) fließenden Flusses. Er berührt grosse Ortschaften der Komitate Veszprém, Somogy und Tolna und wird erst dann seine wirkliche Bedeutung erreichen, wenn er mit Kammerschleusen versehen die Schifffahrt zwischen Balaton und Donau ermöglichen wird.

Am ersten Tag führen wir von Simontornya bis Kölesd, auf das Inundationsgebiet der Donau hinab, deren Hochwässer durch einen kurzen Verbindungsschutzdamm zwischen den Brücken des Sió- und des Sárvíz-Nádor-Kanals vom Tal des Sió abgeschlossen werden. Im übrigen staut das Hochwasser der Donau den Sió im Kanal bis Puszta-Borjád hinauf. Am nächsten Tag führen wir von Puszta-Borjád über Simontornya bis Mezőkomárom hinauf. Einheitlichkeitshalber teile ich meine Beobachtungen im Anschluss an meinen Bericht von 1916 mit.

Im Steilufer neben dem zur Eisenbahnstation von Mezőkomárom führenden Fahrweg tritt unter dem feinschotterigen Tallöss hellgrauer, pannonischer (pontischer), sandiger Ton zutage, — derselbe, der weiter aufwärts am rechten Ufer unter dem pliozän-pleistozänen Schotter des Kavicsosdomb aufgeschlossen ist und auch in den Steilufern der Wein-

gärten von Kiliti hervortritt. Unterhalb Mezókomárom treten die tertiären Schichten nirgends mehr auf, da der immer mächtiger werdende Löss die Höhen gleich einer dicken Schneedecke bedeckt, und allmählich in den darunter liegenden, feinschotterigen, sandigen Löss übergeht. In der Umgebung von Simontornya und unterhalb Pálfa, von der Rácegreser Brücke abwärts bis Kölesd sind auf den dem Kanal zugewendeten Nasen der Hügel Schritt für Schritt Rutschungen und abgeglittene Lösskomplexe sichtbar, als Zeichen dafür, dass das Gleichgewicht des pannonischen (pontischen) Untergrundes vielleicht schon durch den alten, von Beszédes geplanten Einschnitt gestört worden war. Gleichzeitig konnte ich auch die Mächtigkeit des Lösses feststellen. Um Siófok, Enying, Mezókomárom und Vámoshidvég fand ich denselben nirgends mächtiger als 5—8 m und auch dann bloss in einer sandigen bis feinschotterigen Ausbildung mit verschwommener Schichtung. Im Hohlweg, der bei Pusztaborjád auf das 160 m hohe Plateau hinaufführt, sowie in den Brunnen übersteigt die Mächtigkeit des Lösses die 20 m. Bekanntlich ist er bei Paks am Ufer der Donau noch mächtiger.

Der Sió wird durch zwei Terrainstufen begleitet. Die niedrigere begrenzt in einer relativen Höhe von 10—12 m aus der Gegend des Mezófold, noch auffälliger zwischen Kajdács und Agrárd mit einer scharfen Terrasse von links das Inundationsgebiet des Sió-Sárviz. Von hier steigt das Gelände gegen O sanft bis zu den Höhen zwischen Paks und Cece an und auch näher zum Sió erheben sich in O—W-licher Richtung parallelgestreckte isolierte Hügel.

Von W ist das Siótal durch den Rand des von typischem Löss bedeckten, 70—100 m hohen Plateaus begrenzt, der besonders von Agárd aufwärts bis Pusztaborjád und Puszt-Uzd sehr scharf ausgebildet ist. Diese terrassenartige Stufe ist das Resultat der vor der Ablagerung des Lösses tätig gewesenen alten seitlichen Erosion des Sió. Zwischen Simontornya—Ozora—Városhidvég—Mezókomárom und Szilasbálhás verbindet dieses höhere Plateau in der Gegend des Siótales das Mezófold mit der Somogyer Tafel. Der Sió durchquert die NW—SO-lichen Rücken des Geländes und bewegt sich in einem beinahe W—O-lichen Quertal, das um Ozora nur 350 m, bei Mezókomárom sogar bloss 250 m breit ist.

An anderer Stelle habe ich bereits ausgeführt, dass die NW—SO-liche (genauer NNW—SSO-liche) Gliederung der Täler und Hügel tektonischen Ursprunges ist, wobei die Talungen später durch die beständigen Winde nur noch tiefer ausgeweht wurden.

Der das Tal des Sió-Sárviz begleitende, relativ 10—12 m hohe Hügelzug besteht aus „Tallöss“, der auch in der Basis des Inundations-

gebietes vorhanden ist und gewöhnlich allmählich in den typischen Löss übergeht, der das Hügelland der Komitate Veszprém, Somogy und Tolna bedeckt. Da im gegenwärtigen Siótal der vertiefte Boden des Kanals nirgends das Liegende des gelben sandigen Tallösses, resp. des Lithoglyphusandes, d. h. die pannonischen (pontischen) Schichten erreichte, muss die Entstehung des Tales in den Zeitraum zwischen die Ablagerung der pannonischen und der pleistozänen Bildungen gestellt werden. Das Siótal bildete sich — wie auch Cholnoky zeigte — aus dem Graben des Kabóka-Baches und der Abfluss des Sees dürfte damals begonnen haben, als sein Wasser noch um 6—7 m höher stand, als heute.

Diese vorhergehenden Erfahrungen und Folgerungen wurden durch die Untersuchung der Aufschlüsse der Regulierungsarbeiten des Sió-Kanals bedeutend erweitert und bekräftigt. Unterhalb Mezökomárom, in

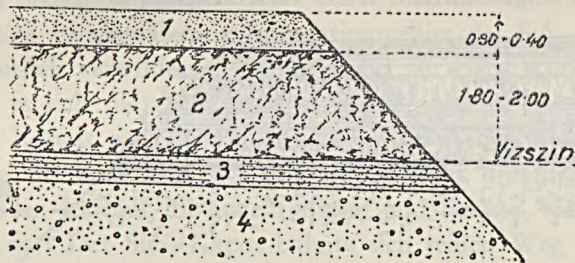


Fig. 1. Uferprofil des Sió-Kanals in der Nähe der Sári-Puszta. 1 = Inundationsschlamm mit haselnuss-großem Schotter; 2 = schwarzer Moorboden mit Torf; 3 = grauer, toniger Sand; 4 = grober Sand mit faustgrossen Geröllen. Vízszín = Wasserniveau.

der Nähe der Sári-Puszta brachte der Bagger einen groben Schotter vom Boden des Kanals herauf, der dort harte Bänke bildet.

Unterhalb Sári-Puszta durchschneidet der neue Kanal bis Ozora alte Schleifen. In den neuen Aufschlüssen herrschen Torf und torfhaltiger Moorboden in wechselnder Mächtigkeit vor. Bald ist nur eine Torfschicht vorhanden, bald sind zwei durch eine graue, kalkig-schlammige, sandige Tonzwischenlage getrennte Torflagen in der 45°-igen Böschung des Kanals sichtbar. Wo sich die Basis des Torfes hebt, tritt unter demselben der gelbe, sandigtonige Löss zutage.

Je mehr man sich der Ortschaft Ozora nähert, umso mächtiger und gleichmässiger wird der torfige Moorboden. Seine horizontale Lagerung spricht gleichfalls für seine Entstehung in einem lange stagnierenden, stehenden Wasser.

Die bloss 350 m breite Talenge von Ozora verursachte eine Stauung des Wassers; diesem Umstand ist es zuzuschreiben, dass der Sumpf ober-

halb der Enge von Ozora sogar nach dem im unteren Abschnitt eingetretenen Sinken des Wassers nicht austrocknete. Ähnliche Verhältnisse dürften auch oberhalb der Talenge zwischen Városhidvég und Mezőkomárom von Ádánd bis Jut geherrscht haben, wo das Torfmoor nach den Aufschlüssen des Sió-Kanals viel stärker entwickelt war, wie in der Nähe von Siófok. Ich konnte auch beobachten, dass die ehemaligen Schleifen durch die über dem Torf lagernden sandigen Schlammlinsen bezeichnet werden, und dass wir hier den nachträglichen Ausfüllungen der geschlängelten Bette des im längere Zeit hindurch trocken gelegenen Torf später wieder zu zirkulieren beginnenden Wassers gegenüberstehen.

Die Ufer und der Boden des Sió-Kanals sind im Gegensatz zur Gegend von Siófok unterhalb Simontornya, zwischen Pálfalva und Kölesd bald in gelben, feinschotterigen, sandigen Löss, bald in dunkelgrauen, sandigen Ton eingeschnitten. Diese verschiedenen Materiale wechseln sich

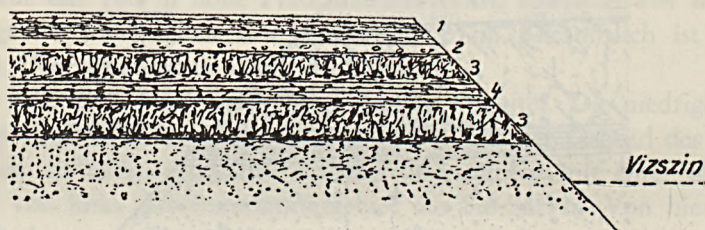


Fig. 2. Uferprofil des Sió-Kanals oberhalb Ozora. 1 = Inundationsschlamm; 2 = Torf mit gelben Kalkknollen; 3 = Torf; 4 = grauer, toniger Schlamm. Vízszin = Wasserniveau.

in rascher Folge in den regulierten Abschnitten ab, je nachdem die Biegungen des alten Bettes durch das neue wiederholt durchschnitten wurden.

Nach langem Stagnieren schlängelte sich das wieder ins Fließen gekommene Wasser des Sió in den Ablagerungen des oberhalb Ozora abgeschlossenen Sumpfes, und setzte den von oben mitgebrachten, feinschotterigen Schlamm in seinem Bett ab. Unterhalb Pálfalva, bis zur Donau sind keine das Gefälle beeinträchtigenden Talengen mehr vorhanden, so dass der Fluss den gelben Schlamm und feinen Sand des Kapos-Flusses ungehindert herabtransportieren und auf seinem Inundationsgebiet ablagern konnte, während aus dem stagnierenden Wasser der verlassenen Schleifen der dunkle, tonige Schlamm zur Ablagerung gelangte. Dass aber die verschieden gefärbten und zusammengesetzten Materiale gleichalterig sind, das ergibt sich aus der Tatsache, dass sie sämtlich die Schalen derselben Wassermollusken enthalten, denen sich auch solche Molluskenreste (*Prosodacna vutskitsi* B r u s., *Vivipara sadleri* etc.) zugesellen, die aus den pannonischen (pontischen) Schichten in das Alluvium des Sió

hineingeschwemmt wurden. Naturgemäss sind die einzelnen Gerölle des Schotters umso kleiner, je mehr man sich der Donau nähert. Während bei der Pálfaer Brücke noch walnussgrosse vorkommen, erreichen sie bei Kölesd nur mehr die Grösse einer Haselnuss.

Unterhalb der Talenge von Ozora ist das Nebenland des Kanals in einer Länge von 4—5 km von torfigem Moorboden bedeckt. Dieser Abschnitt ist auch heute ein oft überflutetes, sumpfiges Gebiet. Die Einmündung des Kapos-Flusses durchschneidet jedoch eine Sandinsel. Die Stadt Simontornya selbst liegt 6 km weiter abwärts, auf den Nordhängen des Mosi (Cserhát)-Berges (220 m), auf einem Rücken, der aus sandigem Tallöss besteht. Das neue Alluvium der Sió—Kapos-Flüsse umfasst dieses Städtchen von N, der Kanal ist hier in den gelben, sandigen Löss eingeschnitten und sogar weitere 1.5 km abwärts besteht das Bett noch immer aus diesem Sediment.

Das sich verschmälernde Inundationsgebiet des Sió—Kapos zieht in ausserordentlich verwilderten Schlingen bis zur Gemarkung der Ortschaft Pálfa, wo es sich plötzlich gegen S wendet und in das N—S-liche Tal des Sárviz-Kanals eintritt. Diese Talung, die in der Richtung von Szabadbattyán bis zum Fuss des Bakony-Gebirges hinaufreicht, stellt mit ihrem geraden Verlauf die augenfälligste und längste Wasserlinie Transdanubiens dar. Der Sió—Kapos bahnte sich seinen Weg durch das zwischen Szilasbalhás—Pálfa—Rácegres—Sárszentlőrinc von NNW gegen SSO ziehende Hügelland, das die Sárvizdepression an der rechten Seite begleitet.

Auch in Simontornya hinderte das hügelige Gelände den gleichmässigen Abfluss des Sió—Kapos. Dies verrät deutlich das Ufer des in der Umgebung von Kapostorok mittels Baggers vertieften Kanals. Der Boden des Bettes besteht hier aus feinkörnigem, gelbem, rein gewaschenem Quarzsand, der aufwärts schlammiger wird und in Tallöss übergeht. Auf diesen folgt in einer Mächtigkeit von 0.3—0.4 dunkler, torfiger, toniger Moorboden, der den Tonlinsen ähnlich ist, die in den unterhalb Pálfa durchschnittenen, alten Schleifen aufgeschlossen wurden. Diese Schicht ist mit Mollusken derart vollgestopft, dass sie eine wahrhaftige Lumschelle bildet. Sie wird von sandigem, grauem Inundationsschlamm überlagert. Die horizontale Lage des Moorbodens ist ein sicherer Beweis dafür, dass der Torf auch hier, wie oberhalb der Talenge von Ozora im längere Zeit hindurch stagnierenden Wasser eines Stausees zur Ablagerung gelangte, in dem unzählbare Sumpfmollusken lebten.

Der gelbe, feinkörnige Sand des Kanalbodens wurde vom Kapos herbeigebracht, der ihn aus den pannonischen (pontischen) Schichten her-

ausschlammte. Das gelbe Wasser des Kapos sticht auch sonst immer scharf von jenem des Sió ab, das die grünlichgraue Färbung des Balaton-Sees zeigt.

Die Existenz des ehemaligen Sumpfes oberhalb Simontornya ist übrigens auch in einem Plan aus dem XVII. Jahrhundert veranschaulicht, den mir sein Besitzer, der Chefarzt des Komitates Tolna, Herr Dr. István Kiss zu zeigen die Freundlichkeit hatte. Dieser Plan zeigt auch, dass damals das Wasser des alten Sió—Kapos bei Simontornya drei Mühlen getrieben hatte, wobei das Wasser offenbar durch den Hügelrücken von Simontornya gestaut worden war.

Beinahe 4 km unterhalb der Brücke von Simontornya, zwischen der

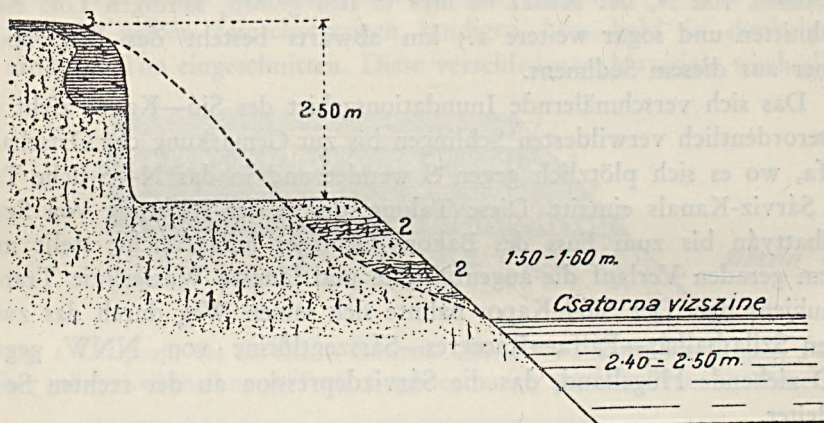


Fig. 3. Profil des Ufereinschnittes im Sió-Kanal 4 km unterhalb Simontornya, mit prähistorischen Spuren. 1 = feinschotteriger Löss; 2 = altes Sió-Geschiebe; 3 = dunkler Oberboden mit Resten von Feuerherden. Csatorna vízszíne=Wasserspiegel des Kanals.

rechtwinkligen Biegung des Kanals und der Gemarkung von Pálfa wurde zwecks Verbreiterung des Weges am rechten Ufer unmittelbar neben dem Kanal ein 2,5 hoher Hügelrücken abgeschnitten. In der hierdurch entstandenen Wand wurden mit linearen Verzierungen versehene Scherben von ohne Drehscheibe hergestellten Tongefäßen gefunden, die wahrscheinlich aus dem Bronzezeitalter herkommen.

Von Simontornya abwärts ist in der Wand des Kanals über eine geraume Strecke gelber, feinschotteriger, durchnässter Tallöss unter dem torfigen Moorboden sichtbar. Die Torfablagerung ist hier bereits untergeordnet und erreicht auch im weiteren keine Bedeutung mehr. Am Boden des Kanals liegen Quarzgerölle. Im dunklen Material der durchstochenen alten Schleifen häuften sich die Schalen grosser *Anodonten*, ferner von

Unio, *Limnaeus palustris*, *Planorbis cornu*, *Lithoglyphus*, *Heminius*, *Vivipara* und *Sphaerium* zu einer wahrhaftigen Lumaschelle auf. Von hier stammt auch ein Schädelfragment von *Bison priscus* mit gewaltigem rechtem Hornzapfen her.

Etwa 1.5 km unterhalb der Brücke von Uzd erfolgte im Winter 1915 ein linkseitiger Dammbruch, bei welcher Gelegenheit das Wasser auf den überfluteten Wiesen einen ganz ähnlichen schotterigen, Schnecken enthaltenden Sand ablagerte, wie ihn der Bagger hier vom Boden des Kanals heraufbringt. Von Pusztaborjád bis Kölesd fließt hier das Wasser des Sió-Kanals in einer Länge von 9 km am Fuss 70—80 m hoher, von Löss bedeckter Hügel, u. zw. in einem höheren Niveau, wie der Sárviz-Kanal. Die vor der Regulierung bestandenen, vom Grundwasser auch heute noch versumpften alten Schleifen liegen näher zum Ostrand des hier 500—800 m breiten, von Terrassenstufen eingefassten Inundationsgebietes.

In der Umgebung von Pusztaborjád, ferner am Itató-Hügel (157 m) bei Kölesd, sowie auch in der Flanke des Magashegy (183 m) unterhalb Kölesd blicken durch Rutschungen gestörte Hänge und abgeglittene Lösswände auf den Sió-Kapos. In diesem Abschnitt halte ich die Vergrößerung der Breite und Tiefe des Kanals am rechten Ufer für gefährlich, da durch diese Erdarbeiten die kaum noch ihr Gleichgewicht erlangten rutschigen Stellen wieder in Bewegung gesetzt werden können. Rund 2.5 km oberhalb Kölesd ist am Boden des Kanals in einer Länge von etwa 130 m ein toniger Süßwasserkalk aufgeschlossen, den die eisernen Kübel des Baggers nicht aufreißen konnten. Er liegt 1.40 m unter dem Wasserspiegel vom 16. November 1918, seine Basis wurde bis 3.40 m nicht erreicht. Auf Grund der anhaftenden Schneckengehäuse halte ich ihn für den zwischen den pannonischen (pontischen) Schichten und dem Löss auftretenden, konkretionalen Kalkstein, u. zw. für eine von einer höheren Berglehne herabgerutschte Scholle, deren scheinbare Mächtigkeit sich aus ihrer schiefen Lage ergibt. Er musste bei den Regulierungsarbeiten angebohrt und gesprengt werden. Unterhalb Kölesd halte ich das rechte Ufer noch über eine Strecke für gefährlich.

Ich hatte noch in 1916 Gelegenheit, im Kulturingenieuramt zu Székesfehérvár die Proben der neben den Brücken des Kanals niedergeteuften Bohrungen zu besichtigen. Der Mitarbeiter unserer Anstalt: Herr Mittelschullehrer Dr. Béla Zalányi untersuchte dann diese uns vom genannten Amt bereitwilligst überlassenen Proben eingehend. Seine Resultate stellte er mir im Anhang meines Berichtes zur Verfügung.

Ich erwähne noch, dass in Simontornya ein 283 m tiefer artesischer

Brunnen 1 m über der Oberfläche des Geländes pro Minute 36 l eines 29.5 C⁰-igen guten Trinkwassers liefert.

Die Entstehung des Sió-Tales.

Die Geschichte des Sió-Tales kann ich im folgenden zusammenfassen.

1. Der pannonische (pontische) süsse Binnensee umgab das Bakony-Gebirge, sowie auch die Berge des Komitates Baranya und Slavoniens als Inseln. Diese seichte Wasserdecke nahm abwechselnd zu und ab, ja liess sogar zeitweise gänzlich verlandete torfige Zonen zurück, die dann später abermals durch Sedimente des Wassers bedeckt wurden. Nach dem endgültigen Versiegen dieser Wässer ragte das Hügelland der Komitate Somogy, Veszprém und Tolna an der Stelle des Balaton-Sees als Festland zwischen dem Pécsér Gebirge und dem Hochland des Bakony empor.

Der grosse Wasserspiegel wurde im trockenen Gelände durch ein Wüstenklima abgelöst und die defladierten Ebenen wurden durch den unmittelbar aus den pannonischen (pontischen) Schichten, letzten Endes aber aus dem triassischen Grundgebirge herstammenden Detritus überschüttet. Im verlandeten tertiären Gelände entstanden im Zusammenhang mit posthumen tektonischen Bewegungen NO—SW-lich verlaufende ältere und grössere Verwerfungen und Grabenbrüche, dann später ein diese durchquerendes, resp. NNW—SSO-lich verlaufendes jüngeres, gitterförmiges System von Sprüngen, das dem transdanubischen Hügelland seine eigentümliche Physiognomie aufprägte und sein hydrographisches Netz bestimmte.

2. Bevor diese tektonischen Bewegungen zum Stillstand gekommen wären (obzwar sie wahrscheinlich auch heute noch anhalten), verfrachteten die periodischen Flüsse und Bäche des Wüstenklimas vom NW-Wind unterstützt die Gerölle und den Gesteinschutt des Bakony-Gebirges auf der trockenen pannonischen (pontischen) Oberfläche gegen S. Ein solcher Fluss hinterliess jenes Schotterbett, das sich von den hohen Ufern bei Balatonberény und Balatonkenese gegen Világos-Puszta und bis Városhidvég verfolgen lässt. Zu dieser Zeit entstanden dann gleichfalls als Folge von Brüchen und Senkungen der Trog des Balaton-Sees, sowie auch die Depressionen der Sárviz- und Kabóka-Täler. Eine Bucht des Balaton reichte damals bis Jut, was durch das mit dem Kabóka-Bach parallel, von der Gamászka-Puszta in N—S-licher Richtung verlaufende Tal bewiesen wird. Der Fluss dieses Tales bewegte sich — ähnlich, wie auch der die Richtung des Kabóka übernehmende Sió — zwischen Mezőkomárom und Városhidvég in einem bedeutend höheren Niveau, als die

höchste Strandlinie des Balaton-Sees, die den heutigen mittleren Wasserpiegel um 7 m überragt, also in einer Höhe von 112 m ü. d. M. gezogen werden kann. Bei Mezőkomárom und Városhidvég tritt nämlich an beiden Seiten des engen Sió-Tales in einer Höhe von etwa 115 m ü. d. M. unter dem Löss der vom pliozänen Meridionalis-Schotter überlagerte pannonische (pontische) Ton zutage.

3. Zur Zeit des höchsten pliozänen Wasserstandes des Balaton-Sees erfolgte in einer relativ niederschlagsreicheren Periode als Folge der rückschreitenden Erosion die Durchschneidung der Wasserscheide zwischen Balatonszabadi, Siómaros und Jut, was die Abzapfung des Balaton-Sees gegen den Kabóka-Bach nach sich zog. Auf diesen Zeitabschnitt entfällt zugleich auch die Einschneidung des Sió-Tales.

Der durch das abgeleitete Wasser des Balaton-Sees bereicherte Kabóka—Sió-Bach hatte in dieser niederschlagsreichen Periode gleichzeitig das Sinken des Balaton-Spiegels und durch seine energische Erosion die Ausgestaltung des hydrographischen Systems des ganzen transdanubischen Hügellandes bis in die kleinsten Details bewirkt. Nicht allein im Sió-Tal, vom Balaton abwärts bis zur Donau, sondern auch in den Tälern des Koppány- und Kapos-Baches, sowie auch noch anderer Wasserläufe liegen die Sohlen der in die pannonischen (pontischen) Schichten eingeschnittenen Täler tiefer, wie die heutigen Inundationsgebiete und die aufgehobenen Kanalbette.

4. Auf diese Periode folgte wieder das trockenere Klima das durch den Staubregen des Lösses gekennzeichneten jüngeren Pleistozäns. Der herabregnende Lössstaub bedeckte die höheren Hügel gleich einer Schneedecke und glich die kleineren Gräben und Vertiefungen zu einer Hochebene aus. In den grösseren Tälern aber, in denen sich das Wasser der Flüsse und Bäche bewegte, gelangte der geschichtete, sandig—feinschotterige Tallöss zur Ablagerung, dessen Entstehung im Bereich fließender Wässer durch die in demselben vorkommenden Schalen der Schneckenarten *Lithoglyphus* und *Bithynia* bewiesen ist.

Als Folge der verminderten Niederschläge und der abnehmenden Wasserführung der Flüsse setzte in dieser Zeit die Aufschüttung der Täler Transdanubiens und die Anhäufung des Tallösses ein. Letzterer steigt nirgends hoch über die ursprünglichen Talsohlen und endigt nach oben im höchsten Wasserniveau der pleistozänen Flüsse und Bäche, wo er allmählich in den typischen, nur terrestrische Schnecken enthaltenden Löss übergeht.

5. Die auf die Lössperiode folgende Gegenwart ist wieder feuchter. Die in historische Zeiten entfallenden Schwankungen des Balaton-



Spiegels, sowie die Torfschichten in dem heutigen schotterigen Alluvium sprechen für den in kürzeren Perioden erfolgten Wechsel des trockeneren und feuchteren Klimas. Diese Schwankungen bewirkten aber keine solche Vertiefung der Täler, die im pannonischen (pontischen) Untergrund die in der 3. Etappe eingeschnittenen Talsohlen erreicht hätte.

Die abwechselnde Ablagerung des Inundationsschlammes, Torfes und Moorbodens wurde in der Gegenwart durch ältere Regulierungen, durch die Wassermühlen und zuletzt durch den Sió-Kanal beeinflusst, der nach den Plänen J. Beszédes vom Jahre 1832 ausgehoben wurde.

Die Ufer des Sió sind vom Kanal aus betrachtet ziemlich abwechslungsreich. Dort, wo der Fluss durch flache Gebiete fließt, werden seine niedrigen Ufer durch Röhricht, Binsen- und Weiden-Gestrüpp begleitet. Die Landschaft ist hier eintönig und öde, die Haufen des durch den Bagger herausgeschafften und noch nicht verteilten Materials verunstalten das Bild. Wo aber der Kanal ein höheres Gelände durchschneidet, oder sich dem Fuss der zwischen Sárszentlőrinc und Kölesd gelegenen Hügel nähert, werden seine Ufer durch hohe Pappeln, Weiden und Rohr begleitet, deren üppige Vegetation ausser dem fruchtbaren Boden des Tallösses auch durch das zusickernde Grundwasser gefördert wird.

* * *

ANHANG.

PROFILE DER SONDIERUNGSBOHRUNGEN LÄNGS DES SIÓ.

Von Dr. Béla Zalányi.

1. Brücke bei Jut. (Abschnitt 97+283.)

Die Bohrung beim linken Brückenkopf (Oberfläche 101.89 m ü. d. M). durchsank die folgenden Schichten:

- | | | |
|-----|-------------|--|
| 1. | 0.00—0.32 m | Humus, |
| 2. | 0.32—0.72 „ | gelber Ton, |
| 3. | 0.72—1.67 „ | toniger Sand, (Inundationsschlamm), |
| 4. | 1.67—2.17 „ | Sand, |
| 5. | 2.17—2.67 „ | Sand mit wenig Schotter, |
| 6. | 2.67—3.17 „ | schotteriger Sand, |
| 7. | 3.17—3.67 „ | schotteriger Sand, mit wenig Ton, |
| 8. | 3.67—4.65 „ | schotteriger Sand, |
| 9. | 4.65—5.15 „ | Sand mit wenig Ton, |
| 10. | 5.15—5.90 „ | schotteriger, sandiger Ton, |
| 11. | 5.90—7.00 „ | hellgrauer, eisenschüssiger, sandiger Ton (mit Bruchstücken von <i>Congerina</i> sp. ind.) |
| 12. | 7.00—7.80 „ | grauer Ton mit Rostflecken, |
| 13. | 7.80—8.90 „ | grünlichgelber, feinsandiger Ton mit vorherrschenden klei- |

nen, abgewetzten Quarzkörnern, spärlichen Konkretionen und Muskovitschüppchen im Schlammrückstand. *Paracyprina balcanica* Z al. *Cytheridea pannonica* Méhes und *Cythereis* sp., ferner Fragmente von *Congeria*, *Limnocardium*, *Vivipara*, *Melanopsis*.

Die Bohrung beim Brückenkopf am rechten Ufer (Oberfläche 101.97 Meter ü. d. M.) schloss die folgenden Schichten auf:

- | | | |
|----|-------------|--|
| 1. | 0.00—0.35 m | Humus, |
| 2. | 0.35—1.35 „ | toniger Sand (Inundationsschlamm), |
| 3. | 1.35—2.60 „ | schwarzer, torfiger Moorboden, |
| 4. | 2.60—3.85 „ | hellgrauer, feiner, sandiger Ton, |
| 5. | 3.85—4.85 „ | Sand mit wenig Schotter, |
| 6. | 4.85—5.30 „ | grauer Sand mit wenig Ton und feinerem Schotter, |
| 7. | 5.30—6.25 „ | Sand mit Schotter (Grus), |
| 8. | 6.25—7.00 „ | Sand. |

Das Profil beim linken Brückenkopf zeigt die schotterig-sandigen Ablagerungen des Alluviums unseres Flusses in bedeutender Mächtigkeit. Unter den 0.72 m mächtigen oberen Bodenschichten folgen die Schichten des holozänen Sandes und schotterigen Sandes, die gegen die Tiefe immer toniger werden, in einer Mächtigkeit von 5—18 m. Der darunter folgende, graue, Eisenoxyhydrat haltige, sandige Ton (mit meist abgerollten Fragmenten von *Congeria* sp. ind.) gehört wahrscheinlich zu den pleistozänen Ablagerungen und entspricht somit dem tieferen Teil des im Ur-Siótal abgelagerten Inundationsmaterials. Der zwischen 7.80—8.90 m aufgeschlossene grünlichgraue, feine, sandige Ton erwies sich auf Grund seiner Fossilien als pannonische (pontische) Ablagerung.

Im Profil beim rechten Brückenkopf folgt unter 0.35 m humösem Oberboden in einer Mächtigkeit von 1 m ebenfalls toniger Sand (Inundationsschlamm). Der schwarze, torfige Moorboden zwischen 1.35—2.60 m, sowie der unter demselben folgende, 1.25 m mächtige, feinsandige Ton entsprechen wahrscheinlich Ausfüllungen des alten Bettes. Die ebenfalls holozänen Sand- und schotterigen Sandablagerungen wurden hier bloss in einer Mächtigkeit von 3.15 m aufgeschlossen.

2. Strassenbrücke in Mezőkomárom. (Abschnitt 82+298.)

Die Bohrung beim linken Brückenkopf (Oberfläche 100.81 m ü. d. M.) durchsank die folgenden Schichten:

- | | | |
|----|-------------|--------------------------------|
| 1. | 0.00—0.32 m | Humus, |
| 2. | 0.32—0.82 „ | sandiger Ton, |
| 3. | 0.82—2.82 „ | schwarzer, torfiger Moorboden, |
| 4. | 2.82—3.33 „ | sandiger Ton, |
| 5. | 3.33—6.00 „ | Sand, |

6. 6.00—7.35 m gelber, feinsandiger Ton mit vorwiegend kleinen (Durchm. bis 5 mm) kalkigen Konkretionen, eckigen kleinen Quarzkörnern und Splintern (die 2—3 mm messenden Körner sind abgerollt), spärlichen Muskovitschuppen und abgerollten Versteinerungen im Schlammrückstand.

Beim rechten Brückenkopf konnte die folgende Schichtenserie festgestellt werden:

- | | | |
|-----|-------------|---|
| 1. | 0.00—0.32 m | Humus, |
| 2. | 0.32—0.82 „ | gelber Ton, |
| 3. | 0.82—1.32 „ | sandiger Ton, |
| 4. | 1.32—2.38 „ | schwarzer, torfiger Moorboden, |
| 5. | 2.38—3.88 „ | sandiger, grauer Ton, |
| 6. | 3.88—4.38 „ | Sand mit wenig Ton, |
| 7. | 4.38—4.60 „ | Sand, |
| 8. | 4.60—4.88 „ | Sand mit wenig Schotter, |
| 9. | 4.88—5.38 „ | grauer, toniger Sand mit wenig Schotter, |
| 10. | 5.38—5.78 „ | schotteriger Sand, |
| 11. | 5.78—7.30 „ | gelber, feinsandiger Ton mit vorwiegend abgerollten Quarzkörnern, spärlichen eckigen Körnern und Splintern, wenig feinem Schotter, ziemlich häufigen abgerollten Fragmenten von <i>Limnocardium</i> und <i>Congeria</i> im Schlammrückstand |

Die Bohrungen bei der Mezökomáromer Strassenbrücke schlossen unterhalb der Schichten des Oberbodens holozäne Inundationssedimente auf, von denen der am tiefsten liegende gelbe, feinsandige Ton aus dem Schuttkegel des von den Hängen herabreichenden gelben, feinschotterigen Sandes (Tallöss) herkommen dürfte.

3. Brücke von Döbrönte. (Abschnitt 71+836.)

Das vollständige geologische Profil der Bohrungen neben der Döbrönteer Brücke konnte wegen der Mangelhaftigkeit der Daten nicht festgestellt werden. Es standen insgesamt 4 Proben zur Verfügung, aus denen sich bloss feststellen liess, dass beim linken Brückenkopf in einer Tiefe von ungefähr 2.52 m bläulichgrauer, von Eisenoxyhydrat dicht durchsetzter, kalkiger Ton, beiläufig bei 5.35 m bräunlichgelber, feinschotteriger Ton vorkommt. Beim rechten Brückenkopf repräsentiert bei 3.10 m ein bläulichgrauer, eisenoxyhydrathaltiger, feinsandiger Ton (mit Muskovit, spärlichen Konkretionen und dünnen torfigen Bändern) den holozänen Inundationsschlamm, während der an beiden Ufern um 5.35 und 5.53 auftretende, bräunlichgelbe, feinschotterige, kalkige Ton das umgeschwemmte Material des die Ufer begleitenden pleistozänen Tallösses darstellen dürfte.

4. Belső Sári-Pusztá. (Kontrollbohrungen.)

Beim linken Brückenkopf (Oberfläche 99.56 m ü. d. M.) konnte die folgende Schichtenserie festgestellt werden:

- | | | |
|----|-------------|---|
| 1. | 0.00—0.30 m | Humus, |
| 2. | 0.30—0.80 „ | torfiger Sand, |
| 3. | 0.80—2.30 „ | schlammiger Sand, im unteren Horizont etwas tonig, |
| 4. | 2.30—4.30 „ | gelblich grauer Ton, mit wenigen, meist abgerollten Quarzkörnern im Schlammrückstand, grauer, toniger Sand mit spärlichen kleinen Geröllen, geht in den untersten 7 cm bereits in schotterigen Sand über. |

Schichtenserie am rechten Brückenkopf. (Oberfläche 99.51 m ü. d. M.)

- | | | |
|----|-------------|--|
| 1. | 0.00—0.30 m | Humus, |
| 2. | 0.30—0.80 „ | schlammiger Sand, |
| 3. | 0.80—2.30 „ | Torf, unten in einer Mächtigkeit von 50 cm tonig, |
| 4. | 2.30—3.16 „ | dunkelgrauer, toniger Sand, mit meist eckigen Quarzkörnern und Splintern, wenig Muskovitschuppen und Fragmenten von <i>Planorbis</i> sp. |
| 5. | 3.16—4.41 „ | Sand, |
| 6. | 4.41—4.76 „ | gelblichgrauer, etwas toniger, feinschotteriger Sand, |
| 7. | 4.76—5.06 „ | Sand. |

5. Ozoraer Brücke. (Abschnitt 68+098.)

Schichtenserie am linken Brückenkopf (Oberfläche 98.35 m ü. d. M.)

- | | | |
|----|-------------|---------------------------------------|
| 1. | 0.00—0.38 m | Humus, |
| 2. | 0.38—2.38 „ | toniger Sand, |
| 3. | 2.38—2.88 „ | toniger, torfiger Sand, |
| 4. | 2.88—4.89 „ | grauer, feinsandiger Ton, |
| 5. | 4.89—5.39 „ | schotteriger Sand, |
| 6. | 5.39—6.09 „ | grobkörniger Sand mit wenig Schotter. |

Schichtenserie am rechten Brückenkopf. (Oberfläche 97.78 m ü. d. M.)

- | | | |
|-----|-------------|------------------------------------|
| 1. | 0.00—0.38 m | Humus, |
| 2. | 0.38—0.88 „ | schotteriger Sand, |
| 3. | 0.88—1.38 „ | schotteriger Torf, |
| 4. | 1.38—1.88 „ | schotteriger Sand, |
| 5. | 1.88—2.18 „ | schlammiger Sand, |
| 6. | 2.18—2.55 „ | schotteriger Sand, |
| 7. | 2.55—4.55 „ | grauer, feinsandiger Ton, |
| 8. | 4.55—4.85 „ | Sand, |
| 9. | 4.85—5.25 „ | gelblicher, feinschotteriger Sand, |
| 10. | 5.25—5.55 „ | toniger Sand mit Grus, |
| 11. | 5.55—5.75 „ | gelber Ton mit Schotter. |

6. Tolnanémedi er Brücke. (Abschnitt 61+721.)

Schichtenserie am linken Brückenkopf. (Oberfläche 97.61 m ü. d. M.)

- | | | |
|----|-------------|--|
| 1. | 0.00—0.35 m | Humus, |
| 2. | 0.35—1.45 „ | schlammiger Sand, |
| 3. | 1.45—1.90 „ | bräunlichgelber, feinsandiger, dicht zusammenhaltender, kalkiger Ton, mit schmalen torfigen Bändern. |
| 4. | 1.90—2.05 „ | schotteriger Sand, |
| 5. | 2.05—5.85 „ | graulichgelber, etwas toniger Sand mit Kalkkonkretionen. |

Schichtenserie beim rechten Brückenkopf. (Oberfläche 97.68 m ü. d. M.)

- | | | |
|----|-------------|--|
| 1. | 0.00—0.35 m | Humus, |
| 2. | 0.35—1.20 „ | schlammiger Sand, |
| 3. | 1.20—2.20 „ | hellbrauner, feinsandiger, kalkiger Ton, |
| 4. | 2.20—3.15 „ | schlammiger Sand, |
| 5. | 3.15—5.90 „ | graulichgelber, etwas toniger Sand mit Kalkkonkretionen. |

7. Strassenbrücke in Simontornya. (Abschnitt 55+670.)

Schichtenserie beim linken Brückenkopf. (Oberfläche 97.27 m ü. d. M.)

- | | | |
|----|-------------|---|
| 1. | 0.00—0.30 m | Humus, |
| 2. | 0.30—1.50 „ | schlammiger Sand, |
| 3. | 1.50—2.70 „ | sandiger Torf, |
| 4. | 2.70—3.20 „ | grauer, feinsandiger, kalkiger Ton mit spärlichen kleineren Kalkkonkretionen und Muskovitschüppchen, |
| 5. | 3.20—3.40 „ | toniger Sand, |
| 6. | 3.40—6.10 „ | grauer, lockerer, stellenweise eisenschüssiger, etwas toniger Sand mit spärlichen groben Sandkörnern. |

Schichtenserie beim rechten Brückenkopf. (Oberfläche 97.31 m ü. d. M.)

- | | | |
|----|-------------|--|
| 1. | 0.00—0.30 m | Humus, |
| 2. | 0.30—1.30 „ | schlammiger Sand, |
| 3. | 1.30—2.10 „ | schlammiger Ton, |
| 4. | 2.10—2.65 „ | gelber, feinsandiger, kalkiger Ton mit spärlichen Konkretionen und Muskovitschüppchen. |
| 5. | 2.65—2.95 „ | toniger Sand, |
| 6. | 2.95—5.95 „ | hellgrauer, dicht zusammenhaltender, toniger, feiner Sand mit wenig Muskovit. |

Der durch Baggern unter Wasser vertieferte Kanal durchschneidet mehrere alte Schleifen des Sió. In den Profilen der einzelnen Bohrungen sind unter dem humösen Oberboden in einer Mächtigkeit von 5—7 m die aus grauem Inundationsschlamm, schotterigem Sand, Sand und feinsandi-

gem Ton zusammengesetzten holozänen Ablagerungen des Flusses abgeschlossen, zwischen denen in den Ufern auch die an der Stelle einzelner Moraste entstandenen, verschieden mächtigen Schichten des torfigen Moorbodens und reinen Torfes anzutreffen sind. Stellenweise begegnet man auch dem Material der aus pleistozänem Löss und feinschotterigem Tallös hervorgegangenen Schuttkegel, das ebenfalls in das Holozän gehört. Vom ganzen Kanal können nur die zwischen der Siófoker Schleuse (Abschn. 105+080) und der Sumpfniederung (bozót) von Fenék (Abschn. 93 + 599) unter dem Sohlenniveau des Kanals liegenden, aus grauem Ton bestehenden Ablagerungen zu den pleistozänen Bildungen gezählt werden. Der in den Bohrungen am linken Ufer bei der Brücke von Jut zwischen 7.80—8.90 m aufgeschlossene, feinsandige Ton gehört auf Grund seiner Fossilien in die jüngere pannonische (pontische) Serie.

GEOLOGISCHE UND AGROGEOLOGISCHE NOTIZEN ÜBER EINEN TEIL DES SÜDLICHEN BALATONGEBIETES.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1920—1924.)

Von Imre von Maros.

Aufgenommen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1920—24 die folgenden Kartenblätter 1:25.000: Zone 18 Kolonne XVII SO, Z 19 K XVII NO, NW, SW, Z 20 K XVII NW. Hierbei ist zu beachten, dass die Feldarbeit aus finanziellen Gründen in 1920 auf 2 Wochen, in 1921 sogar bloss auf einige Tage beschränkt werden musste.

Sämtliche Blätter entfallen auf das Hügelland des Komitates Somogy.

Von den am geologischen Aufbau des Gebietes beteiligten Bildungen lassen sich an der Oberfläche und in den Aufschlüssen pontische (pannonische) bis holozäne Sedimente konstatieren.

Die pontischen (pannonischen) Sedimente sind als Tone und Sande ausgebildet. An einigen Stellen, z. B. südöstlich von der Rádi-Puszta oder südöstlich von der Ortschaft Szöllöskislak herrscht der Ton vor. Er ist bankig oder geschichtet, bläulich-, grünlich- oder bräunlichgrau, seine Lagerung wenig gestört, fast horizontal. Seine Vorkommnisse liegen auf meinem Gebiet alle ziemlich hoch: in beiläufig 200 m absoluter, d. h. etwa 100 m relativer Höhe, ein Umstand, der z. T. auf tektonische Hebungen, z. T. auf seinen grösseren Widerstand der Erosion und Deflation gegenüber zurückzuführen ist.

Es gibt Stellen, wie z. B. am Westhang des Harsányhegy östlich von der Ortschaft Lengyeltóti, wo Ton und Sand im Gleichgewicht ausgebildet sind und wechsellagern. Im weitaus grössten Teil meines Gebietes bestehen jedoch die pontischen (pannonischen) Bildungen ausschliesslich aus Sanden. Diese sind grob-, mittel-, feinkörnig, mehr oder minder glimmerig. Die Körner der im Sand auftretenden dünnen Schotterschichten oder -Linsen sind meist mohn—hanfsamengross und übersteigen nur selten die Grösse einer Erbse. Der Sand zeigt beinahe überall eine diskordant-parallele Struktur, die seine Lagerung nur in grösseren Aufschlüssen beuteilen lässt. Östlich von Lengyeltóti, südlich von der Kote 178 m fal-

len die Schichten in der gegen O blickenden, 6 m hohen Wand des Hohlweges unter 20° gegen N, etwas weiter östlich fällt eine Sandsteinbank der gemischten Schichtenfolge des Harsányhegy unter 15° gegen 5h ein.

Der Sand ist mitunter bläulich-, selten grünlich-, meist gelblich-grau—rostrot gefärbt. Er enthält stellenweise limonitische Infiltrationen, die sich in den Wänden als ± parallele Streifen oder Linien zu erkennen geben. Diese Bänderung durchkreuzt nicht nur die Struktur des Sandes regellos, sondern folgt auch der gegenwärtigen Oberfläche nicht. Ein schönes Beispiel hierfür ist südlich von der Lipóci-puszta, im NW—SO-lich verlaufenden Hohlweg sichtbar, wo auch limonitische Sandsteinblöcke in der Grösse von Backsteinen vorkommen.

Es ist anzunehmen, dass die Tone an tieferen, ruhigeren, die Sande an ufernahen oder von stärkeren Strömungen heimgesuchten Stellen des pontisch-pannonischen Binnensees zur Ablagerung gelangten. Sande mit diskordant-parallem Gefüge konnten auch auf zeitweise trockenen Inundationsgebieten und am Festland in den Betten der fliessenden Gewässer sedimentiert werden. Die Wechsellagerung der Sande mit den Tonen lässt sich auf wiederholte Oszillationen des Binnensees oder auf wiederholte Änderungen der Transportfähigkeit der zufließenden Gewässer zurückführen. Es ist sogar wahrscheinlich, dass als Folge tektonischer Vorgänge beide Faktoren zur Geltung kamen. Mit dem allmählichen Austrocknen des Binnensees schritthaltend, drangen die sandigen Sedimente immer mehr gegen das Innere des Beckens vor und bedeckten mit der Zeit das ganze Gebiet. Hierdurch erklärt sich das Vorherrschen des Sandes an der heutigen Oberfläche und in der Nähe derselben.

Nach dem vollständigen Verschwinden des pontisch-pannonischen Binnensees wurden die Sedimente desselben durch das Wassernetz der levantinischen Festlandperiode angegriffen, weitergeführt und wieder abgelagert, also eigentlich bloss umgelagert. Auf diese Weise entstanden Sandschichten mit diskordant-paralleler Struktur und schlammig-tonigen Zwischenlagen oder Linsen.

In Anbetracht der Übereinstimmung des Materials und der Struktur könnten die levantinischen Sedimente von den pontisch-pannonischen nur auf Grund von Fossilien unterschieden werden. Da aber besonders die Sande meines Gebietes nur selten unbestimmbare Fragmente oder Schuppen von Kalkschalen, meist aber überhaupt keine Spuren von Fossilien enthalten, musste ich auf die Ausscheidung der levantinischen Bildungen in der Karte vorläufig verzichten, trotzdem ihre stellenweise Anwesenheit eine logische Notwendigkeit ist. Denn es ist kaum anzunehmen, dass sich auf diesem Gebiet während des ganzen Levantikums nirgends durch

Wasser transportierte Sedimente abgelagert hätten. Andererseits besteht jedenfalls die Möglichkeit, dass diese Sedimente stellenweise später der Erosion zum Opfer fielen oder an gewissen Stellen überhaupt nicht zur Ablagerung gelangten.

Von den postpontischen Ablagerungen sind jedenfalls die eruptiven Basalttuffe von Boglár und Fonyód die interessantesten. Diese sind in der grossen Arbeit Ludwig von Lóczy seniors über die Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balaton-Sees so ausführlich beschrieben, dass ich hier nur einen Umstand erwähnen möchte.

Die Tuffmasse des Friedhofhügels von Boglár ist wahrscheinlich nicht so einfach, wie sie in den Figuren No. 181 und 184 der zitierten Arbeit dargestellt wurde, sondern stülpt sich zumindest gegen O wie der Hut eines Pilzes über den pontischen Sand. Die Oberfläche besteht nämlich bis zu dem ostwärts gelegenen Weg aus einer kontinuierlichen Tuffschicht. In dem stollenförmig ausgebildeten, 6 m langen Keller des Hauses No. 103 besteht nämlich nur der äussere, 4 m mächtige Teil aus kompaktem Tuff (kein Gehängeschutt!), während weiter einwärts ein gleichmässiger, grober, bläulicher, pontischer Sand folgt. Die Lage der Wurzel der Eruption liess sich in Ermangelung geeigneter Aufschlüsse nicht feststellen.

Die heutige Oberfläche meines Gebietes ist in grosser Ausdehnung vom pleistozänen Löss bedeckt. Der subaerische Staub, aus dem er entstand, gelangte auf grasigen Steppen und im Windschatten der Hügel, also bereits gelegentlich seiner Entstehung an verschiedenen hoch gelegenen Stellen gleichzeitig zur Ablagerung.

Die vertikale Lage des Lösses ist vom Gesichtspunkt seines Alters belanglos, für seine Struktur jedoch ausschlaggebend. An den Hängen der Hügel oder auf grasigen Höhen ist er rein subaerischen Ursprunges und dementsprechend gleichmässig, feinkörnig, ungeschichtet, jedoch von vertikalen Röhrenchen durchsetzt. Er enthält die Gehäuse typischer xerophiler Lössschnecken. Demgegenüber wurden dem in Depressionen zur Ablagerung gelangenden Staub durch verschieden kräftige, von verschiedenen beschaffenen Gebieten kommende Niederschlagswässer verschiedene Materiale vom feinen Schlamm bis zum erbsengrossen Schotter beige-mischt. Demzufolge ist das Material des „Tallösses“ ungleichmässig, seine Struktur geschichtet. Er enthält auch feuchtigkeitliebende und Wasserschnecken, doch konnte das Wasser auch die Schnecken des typischen Lösses und sogar aus älteren Sedimenten mitgebrachte Fossilienfragmente in denselben hineinschwemmen. Der Tallöss ist oft bunt: bläulichgraue und rostgelbe, verschwommene, aber immerhin deutlich unterscheidbare hand-

grosse Flecken, resp. Massen wechseln sich in demselben ab. Das Material fühlt sich tonig an, seine freie Oberfläche blättert sich ab. Man könnte es für einen anstehenden pontischen Ton ansehen, dessen ursprünglich bläulicher Farbstoff (Ferroeisen) durch die einwärts vordringende Oxydation stellenweise bereits limonitisiert wurde, doch beweisen es seine Schnecken unumstösslich, dass man es mit Löss zu tun hat.

Dieser bunte oder fleckige Löss war sogar am Ende des sehr trockenen Sommers 1922 überall feucht, ja sogar nass, woraus ich darauf schliesse, dass er eine für die beständig feuchten Stellen charakteristische Abart, so zu sagen Fazies des Tallösses darstellt. Die Genese der Flecke wäre in diesem Fall das Gegenteil des oben erwähnten Prozesses. Die ursprüngliche Farbe des Tallösses ist nämlich gelblich braun (durch Ferrieisen bedingt) und diese Farbe ginge im feuchten Gestein infolge der reduzierenden Wirkung organischer Stoffe fleckenweise in die bläulichgraue über. Tatsächlich sind in den Aufschlüssen des bunten Lösses die älteren, seit längerer Zeit freistehenden Wände rostiger, wie das weiter einwärts folgende, von der Luft abgeschlossene Material.

In Ermangelung von Fossilien ist es nicht leicht, den Tallöss von den verwitterten sandigen pannonischen oder levantinischen Sedimenten zu unterscheiden, umso mehr, da er in den Depressionen auftritt, wo auch die älteren tonig-sandigen Schichten durch die Erosion aufgeschlossen sein können. Demnach kommen gerade die einander ähnlichsten, jedoch im Alter grundverschiedenen Sedimente in ganz ähnlichen Situationen vor, wodurch ihre Unterscheidung nur noch erschwert wird.

Die schönsten Lösswände sind in meinem Gebiet an einer Stelle des Rózahegy genannten Grabensystems östlich von der Ortschaft Tótygygy, ferner SW-lich von der Gemeinde Kéthely, bei Bajapuszta anzutreffen. Die Kañonartigen Gräben besitzen 6—8—10 m hohe, vertikale Wände. Diese bröckeln sich nicht in kleinen Partikelchen ab, sondern es stürzen stets ganze Prismen ab, so dass die Wände immer vertikal bleiben.

L u d w i g v. L ó c z y senior berechnet die Menge des an einer Stelle des Balaton-Sees, in der Kerekeder Bucht im Zeitraum von 2 Jahren herabfallenden Staubes und findet, dass sie einer Schicht von 0.72 mm jährlich entspricht.¹ Diesen Wert reduziert er in Bezug auf den Balaton-See auf 0.52 mm, mit der Begründung, dass der auf das Eis des Sees herabfallende Staub vom Wind weitergeweht wird, also nicht in den See gelangt, ferner dass der Staubgehalt der Luft im feuchten Wetter des Winters und Frühlings geringer ist. Aus diesem Wert lässt es sich berech-

¹ l. cit. pag. 530.

nen, dass zur Ablagerung der rund 10 m mächtigen typischen subaerischen Lössdecke des Komitates Somogy rund 20.000 Jahre nötig waren.² Das Material des Somogyer Lösses dürfte tatsächlich nicht zum geringsten Teil vom Balatonhochland herkommen. Nach den Angaben meines Kollegen Dr. Aladár Vendl massen die Staubkörner, die in die Bucht von Kereked fielen, maximal 0.01—0.02 mm.³ Nach den Untersuchungen des amerikanischen Forschers Udden⁴ können Staubkörner von ähnlichen Dimensionen (0.015—0.03 mm) bereits durch Winde mittlerer Stärke bis auf Entfernungen verfrachtet werden, gegen die der grösste Breitendurchmesser des Balaton-Sees buchstäblich verschwindet. Reiche Staubquellen fanden aber die vorherrschenden NW-Winde auch in den lockeren panonischen und levantinischen Sedimenten des südlichen Balaton-Ufers, so dass die jährliche Staubschicht etwas mächtiger, wie am NW-Rand des Sees gewesen sein und die Ansammlung der Lössdecke dementsprechend weniger Zeit, vielleicht bloss 10—15 tausend Jahre beansprucht haben dürfte.

Während der Ablagerung des Lösses trat eine Änderung des Klimas ein, die eine vorübergehende Bewaldung des Gebietes verursachte. Hierfür sprechen die innerhalb des Lösskomplexes auftretenden rotbraunen Lehmschichten, die sich schwerlich anders, als fossile B-Horizonte des braunen Waldbodens deuten lassen. Sehr gut sind diese Schichten in den Wänden des Hohlweges zwischen den Ortschaften Mesztegyő und Gadány sichtbar.

Im oberen Abschnitt des von der Ortschaft Gyugy zum Rózsahegy führenden Hohlweges ist der rote Lehm von einer 1 m mächtigen, typischen, Schnecken enthaltenden Lössschicht bedeckt.

Es lässt sich feststellen, dass die Mächtigkeit der Lössdecke vom Balaton-See gegen das Innere des Somogyer Hügellandes zunimmt, wo sie 10—12 m erreicht. Mit dem Löss gleichalterig oder stellenweise jünger ist der Flugsand, der besonders in der Gegend der Ortschaft Nagybjom ausgedehnte Gebiete bedeckt. Dieser baut die niedrigen Dünenzüge auf, die das Ufer des Balaton-Sees stellenweise begleiten, sowie die Hügel der „Berek“ genannten, meist torfigen Sumpfgebiete. Der weitaus grösste Teil des Flugsandes ist heute bereits gebunden, man findet auf ihm Weingärten, kleine Kiefernwäldchen und grasige Gebiete, die als Wiesen dienen. Hügel aus gebundenem Flugsand sind auch östlich und südöstlich von der Ortschaft Látrány anzutreffen.

² l. cit. pag. 531.

³ l. cit. pag. 532.

⁴ Balleneger: Termőföld, pag. 15.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass der Wind an den meisten Stellen die oberflächlichen Schichten der anstehenden sandigen pontisch-pannonischen oder levantinischen Ablagerungen bearbeitete und zum Aufbauen der für den Flugsand charakteristischen Formen verwendete. Gleichzeitig wurde der feine Staub auf grössere Entfernungen verweht und dieser trug zur Bildung des Lösses bei.

Auf den mehr-minder trockengelegten Sumpfgebieten liegen mehr-minder mächtige Torfschichten. Auf meinem Gebiet wird der Torf nördlich von der Ortschaft Buzsák im Handbetrieb gestochen und mittels Dampfmaschinen zu Ziegeln gepresst. Er besteht grösstenteils aus Rohr, sein Heizwert erreicht angeblich 2500 Kalorien.

Was die tektonischen Verhältnisse des Gebietes betrifft, konnte ich in den pontischen bis levantinischen Sedimenten — in Anbetracht ihrer diskordant-parallelen Struktur und linsenförmigen Lagerung — mit unseren gebräuchlichen Methoden keine verlässlichen Einfallswerte messen. Der Löss und der Flugsand sind hierfür gleichfalls nicht geeignet.

Immerhin ist es möglich — von der Annahme ausgehend, dass das Wassernetz der Oberfläche sich den tektonischen Verhältnissen des Gebietes anpasst — gewisse Rückschlüsse zu ziehen. Sehr auffallend ist z. B., dass zwischen den Ortschaften Kéthely und Böhönye die beiläufig NW—SO-lichen Täler vor ihrer Einmündung in die „Berek“-Depression mit ihrem letzten Abschnitt einen gegen NO, ja sogar N gerichteten Hacken bilden. Auf den von den Wasserläufen in dieser Weise umfassten Terrainabschnitten treten die pontisch-levantinischen Sande stellenweise in Höhenlagen auf, was dafür spricht, dass an diesen Stellen Brachyantiklinalen ausgebildet sind.

Das Wassernetz präparierte jedoch nicht nur die tektonischen Formen heraus, sondern zeigt auch die Tendenz der gegenwärtigen Bodenbewegungen an. Die Gegend von Bajapuszta südwestlich von der Ortschaft Kéthely scheint in Hebung begriffen zu sein. Die Erosion schreitet rapid rückwärts. Für das Tempo der rückschreitenden Erosion ist es bezeichnend, dass 10—15 m lange Grabenäste gleich mit 6—8 m hohen Steilwänden beginnen. Im unteren Lauf aber schneiden sich neue Gräben in die früher bereits einmal aufgefüllten, breiten und ebenen Sohlen der Täler ein, wodurch ungefähr 0.5 m hohe Terrassen entstanden.

Die Profile der Täler sind auch vom Gestein abhängig. Die Steilheit der Lösswände ist bekannt. Aus pontisch-levantinischen Schichten oder sandigerem Tallöss bestehende Böschungen sind im allgemeinen sanft. Oft sind die Hänge der Gräben bis zu einer gewissen Höhe schräg, oben aber durch einen einige dm bis mehrere m breiten vertikalen Saum abgeschlos-

sen. An solchen Stellen wurden ältere Sedimente oder Tallöss durch typischen Löss überlagert. In solchen Gebieten aber, wo die Tätigkeit der Erosion nicht lebhaft ist, können auch die Lössgräben veralten, Rasen und Gestrüpp siedeln sich an ihren sanften Böschungen an.

Die beiläufig von NO gegen SW verlaufenden Einschnitte oder Hohlwege sind in meinem Gebiet durchwegs asymmetrisch: ihre gegen NW blickenden Wände werden durch die vorherrschenden Winde konkav ausgehöhlt, die anderen zeigen sanfte, konvexe Böschungen. Ein schönes Beispiel hierfür ist unweit des Várszóer Brunnens sichtbar.

Sehr auffallend ist es auch, dass über weite Gebiete, z. B. in der Umgebung der Ortschaften Tótszentpál und Buzsák die sanften, welligen Formen des Geländes sämtlich mit einander parallel verlaufen und in NNW—SSO-licher Richtung langgestreckt sind. Die sich dem Relief anschmiegenden Wege und Besitztumsgrenzen heben diese Regelmässigkeit auf der Karte noch hervor. Diese Formen lassen sich nur durch die Wirkung der vorherrschenden NW-Winde erklären. Die seichten, flachen Talungen dieser Abschnitte sind demnach als Windfurchen zu deuten.

Interessante Beobachtungen bezüglich der Wirkung der verschiedenen Faktoren bei der Verwitterung ermöglichte mir ein kleiner Aufschluss nicht weit südwestlich von der Ortschaft Mesztegyő. In der gegen S blickenden Wand wurde durch die fortwährende Abwechslung der Insolation und Abkühlung die Struktur des Sediments mit überraschender Deutlichkeit herauspräpariert. Verschwindend dünne Schichten gröberer Materials sind an der Oberfläche genau sichtbar. Die Schneckengehäuse jedoch wurden zersplittert, so dass an der Oberfläche nur spärliche Schüppchen zu finden sind. Dem gegenüber ist die gegen N blickende Wand feucht, vom Regen gepeitscht. Das abgeschwemmte Material bedeckt die Oberfläche in tropfsteinförmigen Gebilden. Die Struktur des Sediments wird auch nach Entfernung dieser Kruste nicht sichtbar, die Schnecken jedoch blieben vollkommen unversehrt und ragen in grosser Anzahl aus der Wand hervor. Die beiden Wände sind bloss einige Meter von einander entfernt, ihr Material ist zweifellos identisch, gewann aber bloss durch die verschiedenen Einwirkungen ein dermassen abweichendes Ausseres, dass man es auf den ersten Blick einmal für ein sandiges Sediment, das anderemal für typischen Löss ansehen kann. Meine späteren Beobachtungen beweisen, dass überall, wo diese Einwirkungen durch den Schatten von Bäumen etc. nicht beeinträchtigt werden, die Struktur tatsächlich in den gegen S, die Versteinerungen aber in den gegen N blickenden Aufschlüssen besser studiert werden können.

Ansehnliche Teile meines Gebietes sind durch braunen Waldboden

bedeckt. Dieser ist auf dem pontischen Ton etwas fetter, wie auf dem typischen Löss, die sandigen pontischen bis levantinischen Sedimente und der Tallöss ergeben noch lockerere Abarten. Durch die Beschaffenheit seiner Bodendecke steht also der typische Löss dem pannonischen Ton näher, wie die gleichalten Sande und dies erschwert die ohnehin schwierige Unterscheidung der Sedimente noch mehr.

Nach der Ausrodung des Waldes fällt der humöse A-Horizont alsbald der Erosion zum Opfer, oder er wird beim Pflügen mit dem bräunlichen, eisenreichen B-Horizont vermischt. Stellenweise gelangt sogar der C-Horizont, d. h. das Muttergestein zutage. Durch das Auftreten der verschiedenen Horizonte wird die Oberfläche der unebeneren Gebiete fleckig. Auf ebenem Gelände dominiert die rötlichbraune Farbe des B-Horizontes. In den entblößten Waldböden steigen die ursprünglich in den Untegrund geschwemmten Salze wieder in den Oberboden herauf. Hierdurch verwandeln sie sich mit der Zeit in braune Wiesenböden.

Der B-Horizont ist stellenweise auffallend dick. Im oberen Abschnitt des von der Péntekhelypuszta gegen SW ziehenden Wasserrisses erreicht er z. B. eine Mächtigkeit von über 2.5 m. Diese — nach meinen Beobachtungen stets lokal auftretende — Erscheinung dürfte sich durch Zusammenschwemmung des Materials erklären lassen.

BEITRÄGE ZUR GEOLOGISCHEN KENNTNIS DER GEGEND VON DUNAFÖLDVÁR.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1921.)

Von Dr. Viktor Vogl.

Die Direktion beauftragte mich im Sommer 1921 mit detaillierten Aufnahmen im Hügelland Transdanubiens. Ich begann meine Arbeiten in der Gegend von Dunaföldvár, verbrachte aber auch eine längere Zeit mit meinem Kollegen Dr. Géza von Tóborffy in der Gegend von Paks, um mit den geologischen Verhältnissen des benachbarten Gebietes bekannt zu werden.

Die weitere Umgebung von Dunaföldvár ist ein mit Weingärten, Äckern und Akazienwäldern bedecktes, sanft welliges Hügelland, das mit Ausnahme des Donaufufers nur selten Aufschlüsse bietet. Im Norden beinahe von Kapostag ausgehend, über Dunaföldvár bis Bölske hinunter wird die Donau durch eine hohe, steile Uferwand begleitet, in der die Ablagerungen gut aufgeschlossen sind, obzwar die Beobachtung vielerorts durch Gehängeschutt und abgestürzte Partien erschwert wird.

Die alte Karte im Massstab 1:144.000 verzeichnet in dieser Wand Löss und darunter stellenweise kleinere pontische Tonflecke. Der Löss ist im allgemeinen typisch und enthält ziemlich konsequent einen humösen Horizont, ja stellenweise sogar deren zwei, ein Umstand, der bereits durch Vilmos Güll erwähnt wurde.¹ Es lässt sich kaum bezweifeln, dass diese dunklen Streifen ebensoviele niederschlagsreichere Zeiträume innerhalb der Lössperiode bedeuten. Der Löss enthält überall, besonders aber südlich von Dunaföldvár, in der Gegend der beiden Wassermühlen viele Konkretionen. Die gewöhnliche Lössschneckenfauna kommt in einzelnen Nestern ziemlich reichlich, sonst aber nur sporadisch vor. Herr Oberbergrat Henrik Horusitzky war so freundlich, in meinem Material die folgenden Arten zu bestimmen:

Helix sp.,

Chondrula tridenus Müll.,

Pupa (Pupilla) muscorum L.,

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1905, pag. 208.

Pupa (Pupilla) frumentum Drap.,
Succinea (Lucena) oblonga Drap.,
Planorbis corneus L.

Der Löss enthält mehr-minder umfangreiche Sandlinsen und wird in seinen tieferen Lagen auch selbst allmählich sandiger, um schliesslich in feingestreiften Sand überzugehen. Dieser Sand ist besonders in den nördlicheren Teilen der Wand, nördlich von Dunaföldvár überall, aber auch südlich von der Gemeinde an manchen Stellen im Liegenden des Lösses anzutreffen. Fossilien enthält er nur selten; gegenüber dem Gebäude der Überfahrt bei Egyház fand ich in demselben an einer Stelle Exemplare von *Pupa (Pupilla) muscorum* L. und *Planorbis corneus* L.

Unter dem Sand taucht hier und da, besonders in den nördlicheren Abschnitten der Wand, in der Richtung des erwähnten Gebäudes, aber auch etwas weiter südlich bläulicher, plastischer Ton auf, der offenbar die tiefste Bildung dieser Gegend darstellt und dem pontischen Ton der alten Karte entspricht. Besonders beim ungewöhnlich niedrigen Wasserstand des Sommers 1922 war dieses Sediment an vielen Stellen sichtbar, wo es sonst durch die Donau überflutet ist. Aus anstehenden Schichten dieses Tons sammelte ich gegenüber dem Gebäude der Überfahrt von Egyház einige Fossilien, die nach gefälliger Mitteilung Herrn Oberberggrat Horusitzky's zu den nachstehenden Arten gehören:

Helix sp.,
Helix (Vallonia) pulchella Müll.,
H. (V.) tenuilabris,
Zua lubrica Müll.,
Clausilia sp.,
Pupa (Pupilla) muscorum L.,
Succinea (Lucena) oblonga Drap.

Hieraus folgt zweifellos, dass wir es hier mit pleistozänem Ton zu tun haben und nicht, wie früher angenommen wurde, mit pontischen Schichten. Leider lässt diese kleine Fauna die genauere Bestimmung des Alters dieses Tones nicht zu, namentlich kann es nicht entschieden werden, ob er nicht eventuell in das untere Pleistozän, in das Präglazial einzureihen wäre, was auf Grund seiner petrographischen Fazies und seiner Lage nicht ganz unwahrscheinlich ist. Zur genaueren Horizontierung wären viel reichlichere Mollusken- oder Vertebraten-Faunen nötig, die aber hier gänzlich fehlen. Meines Wissens kamen nur weiter südlich, im Gebiet meines Kollegen T o b o r f f y aus der Grube der Ziegelfabrik von Paks vor Jahren Knochenreste zum Vorschein. Diese, sowie auch das Fragment

eines Mammuthzahnes, das uns gelegentlich eines gemeinsamen Besuches übergeben wurde, stammten aber nach der Aussage der Eigentümer der Ziegelei unzweifelhaft aus dem Löss.

Etwas oberhalb der unteren Spitze der oberen Insel tauchen am Donauufer rosafarbige, harte Mergelschichten auf, von denen infolge des niedrigen Wasserstandes besonders viele sichtbar waren. Über diesen folgt in der Wand der Löss, der hier — wie erwähnt — besonders reich an Konkretionen ist. Vielleicht irre ich mich nicht, wenn ich diese Mergelbänke als den Konkretionen analoge Bildungen auffasse. Fossilien enthalten sie nirgends.

Weiter unten, der Mitte der unteren Insel gegenüber entspringt dem hier ziemlich bewachsenen hohen Ufer eine ziemlich wasserreiche Quelle „Szentkút“ (heiliger Brunnen) genannt. In ihrem Umkreis liegen am Donauufer harte Sandsteinplatten umher, die stellenweise auch anstehend zu beobachten sind. Mit Kollegen T o b o r f f y erkannten wir in diesen Sandsteinplatten die vom Volk in Paks „vízkő“ (Wasserstein) genannten Bildungen, die dort als tieferes, unter dem Löss befindliches Glied des Pleistozäns ziemlich weit verbreitet sind. Wie sich dieser Wasserstein hier in der Gegend des Szentkút zu den übrigen, oben erwähnten Bildungen des Pleistozäns verhält, namentlich ob er den unter dem Löss befindlichen Sand vertritt, in denselben eingelagert ist, oder unter demselben liegt, konnte nicht sicher festgestellt werden.

Weitere Aufschlüsse, die sich mit der Uferwand der Donau vergleichen liessen, kommen in meinem Gebiet nicht vor. Einigermassen brauchbare Aufschlüsse sind im Oláh-Tal, westlich von Bakaszállás, in der Richtung gegen Németskér anzutreffen. Hier tritt unter dem Löss Sand in der bereits bekannten Ausbildung mit sehr spärlichen Fossilien hervor. Unzweifelhaft ist es dieser unter dem Löss liegende pleistozäne Sand, der westlich und nordwestlich von Dunaföldvár unter dem Ackerboden ziemlich weit verbreitet ist. An diesen tiefer gelegenen Stellen wurde — wie dies bereits G ü l l ² betonte — der Löss durch die Erosion entfernt und der blossgelegte Sand durch den Wind in Flugsand verwandelt.

Im Laufe meiner Arbeiten suchte ich auch den jetzt zeitgemässen Anforderungen der Petroleumforschung gerecht zu werden, doch gelangte ich zu der Einsicht, dass die Arbeitsmethode, zu der mich meine offizielle Aufgabe: die detaillierte Aufnahme zwang, nicht dazu geeignet ist, in der kurzen Zeit von zwei Monaten sichere Daten bezüglich der Tektonik zu liefern. Das Einfallen ist im Löss und in den ähnlichen, ganz jungen Bil-

² Loc. cit. pag. 207.

dungen so unsicher, dass man erst auf Grund grösserer, zusammenhängender Gebiete, also nach längerer Zeit zu einer Übersicht gelangen kann, die eine richtige Selektion der beobachteten Werte ermöglicht. Ich kann also demnach nur unter grösstem Vorbehalt meine Vermutung äussern, wonach Dunaföldvár selbst annähernd in der Achse einer Synklinale liegen würde. Nördlich davon, über eine Strecke von 5—6 km tauchen immer ältere pleistozäne Bildungen auf und das gleiche ist auch gegen Süden zu beobachten, wo — wie wir sahen — in der Gegend des Szentkut der einen ziemlich tiefen Horizont repräsentierende Wasserstein an die Oberfläche tritt. Allerdings muss es zugelassen werden, dass hierbei auch die Unebenheiten des einstigen pleistozänen Sand-, resp. Tongeländes beteiligt sein können und dass eine weitere Übersicht vielleicht ein ganz anderes Bild über die tektonischen Verhältnisse vor uns entrollen würde.

GEOLOGISCHE NOTIZEN AUS DEM KOMITAT TOLNA.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1921—1924.)

Von Dr. Géza v. Toborffy.

Das zerrissene Ufer zieht sich mit veränderlicher Höhe, aber eintönigem Aufbau längs der Donau von Földvár bis Bölske. Beim letzteren Ort verlässt die Donau das hohe Ufer, um sich demselben nach einem Bogen von etwa 6 km bei Paks neuerdings anzuschliessen. Der Oberboden der hierdurch umschlossenen Ebene von Madocsa ist grauer Lehm oder fluviatiler Schlamm. Das hohe Ufer verflacht sich oberhalb Paks, nachdem es noch im kurzen Bogen hinter die Ortschaft schwenkte.

Die früheren geologischen Aufnahmen verzeichnen an einigen Stellen pontisch-pannonische Schichten in der Begleitung von bohnerzführendem Ton. Nach gründlicher Untersuchung dieser Stellen gelangte ich zu der Überzeugung, dass die Ablagerungen zwar in ihrem Habitus den pontischen Bildungen sehr ähnlich sind, jedoch auf Grund ihrer Versteinerungen mit der grössten Bestimmtheit in das Diluvium gestellt werden müssen. Übrigens verweisen nicht nur die Aufschlüsse, sondern auch die Profile der artesischen Brunnen von Paks und Dunaföldvár darauf, dass in diesem Gebiet die pannonischen Schichten erst in grösserer Tiefe anzutreffen sind. Nach einer Mitteilung des Herrn Oberbergrates Péter Treitz kamen bei der Bohrung des artesischen Brunnens von Dunaföldvár unter dem Diluvium Schalenfragmente von *Vivipara halavátsi* zum Vorschein, was die Anwesenheit der levantinischen Bildungen beweisen würde, wonach auch in den Aufschlüssen unter der diluvialen Decke in erster Reihe levantinische, nicht aber pontisch-pannonische Schichten zu erwarten wären. Trotzdem habe ich dieselben in dem bisher begangenen Gebiet nirgends an die Oberfläche hervortreten gesehen.

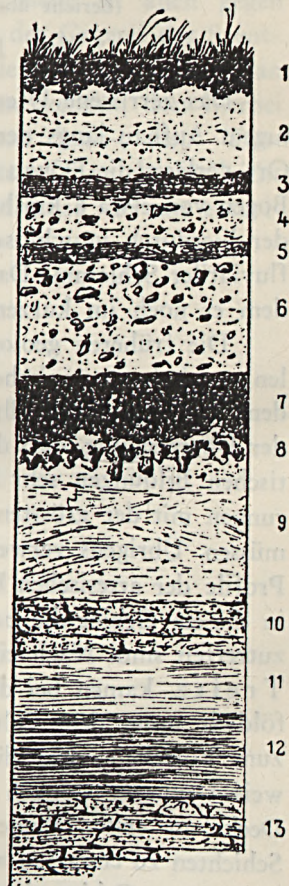
Im W-lichen Teil des Gebietes (längs des Kaposer Kanals) sind unzweifelhaft pontische Schichten mit reichlich vorkommenden, charakteristischen Fossilien aufgeschlossen, demgegenüber sind jedoch sowohl bei Dunaföldvár, wie auch bei Paks ausschliesslich nur diluviale Arten anzutreffen.

Die Schichten des hohen Ufers sind von einiger Undulation abgesehen im grossen ganzen horizontal gelagert.

Der Oberboden ist abwechslungsreich: Flugsand, gelber oder schwarzer, gebundener Sand, fluviatile Ablagerungen, am häufigsten aber lössartiger Kulturboden.

Die Humusschicht (1) des hohen Ufers ist durchschnittlich $\frac{1}{2}$ m mächtig, darunter folgt 4.5—5 m blassgelber Löss (2) mit einer vorwiegend aus *Pupa*-, *Succinea*- und *Helix*-Arten bestehenden, reichlichen aber nicht abwechslungsreichen Fauna. Darunter folgt ein ca. 40 cm mächtiger, rötlichgrauer fossiler Humushorizont (3), der sich stellenweise auskeilt. Ein zweiter tieferer fossiler Humushorizont (5) wird vom oberen durch eine 2—3 m mächtige, mit Konkretionen erfüllte Lössschicht getrennt (4). Weiter abwärts folgt abermals Konkretionen führender, aber auch sandiger Löss (6) in einer 5—6 m mächtigen Schicht. Diese wird unten durch eine 0.50—1 m mächtige, fossilleere, bröckelige, rötlichbraune Tonschicht (7) begrenzt, die im Liegenden von einer 0.40 m mächtigen, krümmeligen, kalkigen, hellfarbigen Schicht (8) begleitet wird. Dieser Komplex fällt besonders bei feuchtem Wetter längs des ganzen Ufers in die Augen. Der rotbraune Ton dürfte dem B-Horizont eines ehemaligen Waldbodens entsprechen. Der aus den oberen Schichten seinerzeit ausgelagte Kalk hatte sich dann im Liegenden in der Gestalt von vertikal gestellten, bizarren, kalkigmergeligen Konkretionen ausgeschieden. Der rotbraune Ton enthält auch jetzt keine Carbonate, er braust mit Salzsäure nicht. Der im Liegenden ausgeschiedene Kalk bildet stellenweise zusammenhängende Bänke oder Linsen. Am Nordende der Ortschaft Paks, beim östlichen Ausgang der Hangya-Gasse ist dieser Kalkstein in einem künstlichen Einschnitt sehr schön aufgeschlossen und enthält hier in sehr grosser Menge haselnussgrosse Bohnerze, die ebenfalls aus dem ehemaligen Waldboden hergeleitet werden können.

Der fluviatile Sand (9) ist durchschnittlich 3 m mächtig. Versteinerungen fand ich trotz eifrigstem Suchens in demselben nicht, in den ihm allem Anscheine nach äquivalenten lockeren tonigen Sanden aber (die in der N-lichen Mündung des Pakser Hidegvölgy mehrfach aufgeschlossen sind



und an grau-gelb gefleckte pontische sandige Tone erinnern), ist eine ziemlich reichliche diluviale Fauna zu finden. Derselbe Sand ist an einem Ufer des Oláhvölgy bei Dunaföldvár gleichfalls aufgeschlossen. Der Sand selbst ist auch hier fossilifer, seine Tonschnüre enthalten aber eine charakteristische diluviale Fauna. Dieser Sand — z. T. lockere Sandstein (10) — filtriert die Wässer des hohen Ufers, die an der Oberfläche des darunter folgenden bläulichen Tones (12) von unbestimmter Mächtigkeit in zahllosen Quellen und Sickerungen zutage treten. Die höheren Horizonte des bläulichgrauen Tones (11) erhielten durch Oxydation eine gelbliche Farbe und enthalten in beträchtlicher Anzahl kleine Schnecken, hauptsächlich *Nerinea*-, *Hyalina*-, *Pupa*- und *Helix*-Arten. Neben der oberen (G. Schmidt'schen) Ziegelfabrik von Paks wurde im Sommer als Folge des niedrigen Wasserstandes der Donau in einer Länge von etwa 200 m ein gebankter Sandstein (13) sichtbar, der im Volk unter dem Namen „vízkő“ (Wasserstein) bekannt ist. Dieser dürfte das tiefste in Aufschlüssen beobachtbare Glied der Schichtenserie längs des Ufers darstellen. Versteinerungen enthält er keine.

Der hier vorkommende Löss entspricht nicht vollkommen dem Typus dieses Sedimentes. Schon seine Zusammensetzung ist nicht homogen, da er ja in den augenfällig geschichteten Wänden an vielen Stellen durch Schotter-, Sand- und Tonbänder unterbrochen wird. Nach meiner Ansicht stehen wir hier dem Tal-Löss Lóczy's gegenüber, dessen Ablagerung durch Änderungen des Klimas und des Reliefs beeinträchtigt wurde. Die gesammelten Fossilien: *Pupa (Pupilla) muscorum* (auch in den Konkretionen), *Succinea oblongata*, *Zua lubrica*, *Helix*- und *Planorbis*-Arten, *Vallonia*, *Clausilia* etc. lassen keine Zweifel aufkommen, dass man es hier tatsächlich mit einer Abart des diluvialen Lösses zu tun hat. Der rotbraune Ton, den veil. V. Güll für die hier sichtbare höchste Schicht der pontischen Stufe gehalten hatte, ist nichts anderes, als ein Horizont eines auf dem Löss (event. Sand) ausgebildeten Waldbodens, was durch die in den Konkretionen seines Liegenden vorkommenden Reste von *Pupa* und embryonalen *Helix*en bewiesen wird.

In dem von den Kapos- und Sárvíz-Kanälen begrenzten Hügelland studierte ich besonders die pontisch-pannonischen Bildungen, deren Tone ich von Simontornya beinahe bis zur Ortschaft Szárazd verfolgen konnte.

Der grösste Teil des Gebietes ist durch die verschiedenen Varietäten des Lösses bedeckt, unter dem nur Uferstürze und Wasserrisse kleine Flecke der pontischen Schichten freilegen. Der Löss lässt sich in zwei Typen einteilen. Der äusserste Rand des Hügellandes ist durch Tal-Löss mit oft fluviatilen aber stets veränderlichem Charakter aufgebaut. Er enthält

Wasserschnecken, Linsen und Schnüre von feinkörnigem Schotter, sowie auch schlammige Zwischenlagen. Seine Fauna ist ziemlich reich, besteht aber aus kleinen Individuen. Dem gegenüber ist der normale Löss dichter, in Farbe und Material homogen, seine Fauna ist spärlicher und besteht hauptsächlich aus grossen Heliciden.

In der unmittelbaren Nähe von Simontornya treten in den Wasser-rissen lockere, grau gefleckte, gelbe, sandige Tone auf, mit reichlicher, aus sehr kleinen Individuen bestehender Lössfauna. Die sandigen Teile sind tonig, mit viel Muskovit und dünnchaligen, diluvialen Versteinerungen. In dem an der Flanke des Mózséhegy gegen OSO führenden Hohlweg ist in einer Mächtigkeit von 2.5—3 m mit Sand wechsellagernder Sandstein aufgeschlossen. Dieser unregelmässig geschichtete, lockere Sandstein erwies sich als vollkommen fossilieer, ganz wie der ähnliche, sog. „Wasserstein“ längs der Öregduna (Grossen Donau), mit dem ich ihn identifiziere.

Weder der Sand, noch der Sandstein lieferten mir pontische Fossilien, so dass ich die Frage aufwerfen muss, ob nicht alle diese Bildungen in das Diluvium gehören? Allerdings zeigt der Sandstein einen ganz ähnlichen Habitus, wie das für pontisch bestimmte Gestein des Einschnittes zwischen Gödöllő und Máriabesnyő unweit Budapest.

Südlich von Simontornya ist der Hang des Hügellandes stufenweise abgebrochen, wodurch die tiefer gelegenen Tone chaotisch emporgefaltet wurden. Diese Tone sind — obzwar ich auch hier keine Fossilien fand — auf Grund ihrer physikalischen Beschaffenheit und ihrer Lagerung höchst wahrscheinlich pontisch pannonisch. Überhaupt trägt der begangene Abschnitt des Kapos-Tales auch dort, wo keine Aufschlüsse vorhanden sind, den aus der Gegend des Balatonsees wohlbekannten Charakter der abgerutschten pontischen Ufer zur schau. Unzweifelhaft lagert die plastische pannonische Tonserie unter dem Löss in nicht allzu grosser Tiefe.

Den schönsten Aufschluss des pontischen Tones fand ich an der linken Seite des Kristyán-Tales bei Görbö. Hier steht ein fetter, dunkelgrauer, oft beinahe blauer, feiner plastischer Ton an, der beim Brennen zwar beträchtlich schrumpft, die 1200° C aber noch gut aushält. Trotz des Fehlens von Fossilien wäre ich geneigt ihn in den Horizont des *Unio wetzleri* zu stellen.

Die an der rechten Seite im Tal des Kaposkanals aufgeschlossenen Schichten fallen vollkommen übereinstimmend unter 7° gegen SO ein, weil ihre längs einer parabolischen Fläche erfolgte Dislokation notwendiger Weise ein gegen das Hügelland gerichtetes Einfallen ergeben musste.

Die pontischen Schichten speisen in der Ortschaft Pincehely 114 m

ü. d. M. (in der Unger'schen Ziegelfabrik) einen 130 m tiefen artesischen Brunnen, dessen warmes Wasser 6 m über die Oberfläche steigt. Im Wald von Nagyszékely wurde gelegentlich der Grabung eines Brunnens oberpontischer Lignit angetroffen.

Die ausgedehnte diluviale (?) Sanddecke von Belecska endigt am Nordausgang der Ortschaft Hidegkut und taucht nur zwischen den Gemeinden Szárazd und Szakály unter der Lössdecke auf. Am Süden des Csernád-Tales wird der Sand durch einen sanft ansteigenden Lösspass unterbrochen, doch tritt er neben dem Jägerhaus in einem kleinen Fleck abermals zutage. Dieser Sand scheint ein organisches Glied der unter dem Löss folgenden Schichtenserie zu sein, die früher für pontisch angesehen wurde.

In den gewaltigen Wasserrissen des Gyönkhegy (Kote 242 m) tritt blauer und gelber Ton an die Oberfläche. In seinem Hangenden sind hier keine Sandsteinbänke anzutreffen, in dem S-lich von der Eisenbahnstation Hidegkut gegen die Höhenkote 171 m gerichteten Wasserriss hingegen bricht eine ziemlich wasserreiche Quelle aus denselben hervor.

Die in den Ufern der Täler hervortretenden Schichten fallen auch hier überall sanft gegen O ein.

Die pontisch-pannonischen Schichten sind hauptsächlich in den der Kapos zugewendeten Uferhängen aufgeschlossen u. zw. in zerstreuten kleineren Flecken, mit Ausnahme des Vorkommens bei Szárazd, wo sie über einen Abschnitt von etwa 3 km auch auf den rasenbedeckten Lehnen zu erkennen sind. Am Westfuss des Bergvorsprunges von Uzd treten die pontischen Schichten wahrscheinlich längs einer Verwerfung abermals zutage.

Flugsand ist besonders in den N—S-lichen Tälern zwar ziemlich häufig, bedeckt aber keine ausgedehnten, zusammenhängenden Gebiete.

In der Umgebung der Ortschaften Belecska, Keszőhidegkút, Szárazd und Gyönk bestehen die Grate der Hügel aus den Resten der ehemaligen pontischen Peneplaine.

Im geschlängelten Verlauf des Kapos-Tales sind die im Windschatten gelegenen Nasen der Hügel lediglich aus Sand aufgebaut, eine Erscheinung, die darauf schliessen lässt, dass dieser Sand eher als ein vom Wasser transportiertes, diluviales Sediment, denn als autochtone Bildung aufzufassen ist, da der aus dem Liegenden der fossilienführenden Tone des Pontikums in bedeutender Mächtigkeit bekannte fluviatile Sand in den aufgeschlossenen Profilen in beträchtlicher Tiefe unter der Oberfläche liegt.

In dem bisher begangenen Gebiet sind die pontischen Schichten nir-

gends so gut zu beobachten, wie am NW-Fuss des Gyönkhegy, besonders aber in der Sandgrube an der Landstrasse von Gyönk, wo die Schichten in einer Mächtigkeit von 6—7 m künstlich aufgeschlossen wurden. In dem die Strasse begleitenden tiefen Wasserriss lässt sich die Schichtenserie über weitere 5 m beobachten.

Das Profil beginnt mit 0.5 m Humus, unter dem mit kleinen, abgerundeten Konkretionen dicht erfüllter, sandiger Ton in einer Mächtigkeit von ca. 0.5 m anzutreffen ist, der auf Grund seiner an den Tal-Löss erinnernden Beschaffenheit noch als eine zusammengeschwemmte, diluviale Ablagerung anzusehen ist.

Das danach folgende, fette, blaue Tonband ist aber bereits unzweifelhaft pontisch, da auf seinen lignitführenden Trennungsflächen charakteristische pontische Fossilien in ziemlicher Anzahl anzutreffen sind.

Gegen das Liegende folgt ein 0.5 m mächtiger eisenschüssiger Ton, der sich scharf von der darunter liegenden, von grossen kalkigen Konkretionen erfüllten, sandigen Tonschicht abgrenzt. Diese Konkretionen sind verästelt oder fladenförmig und bilden stellenweise zusammenhängende Bänke. Äusserlich sind sie den grossen diluvialen Konkretionen längs der Donau zwischen Dunaföldvár und Paks ganz ähnlich, können aber mit denselben trotzdem nicht identifiziert werden, weil sie vollkommen fossilifer sind, wogegen die letzteren zahlreiche Reste von *Succinea*, *Pupa* und embryonalen Helixen einschliessen. Auch die stratigraphische Lage derselben schliesst ihre Identifizierung schon im vorhinein aus.

Weiter abwärts folgen 30 cm tonigen, groben Sandes, dann ein drappfarbiger, sandiger Ton, dann ein lockerer, sehr kalkreicher Sandstreifen mit undeutlicher horizontaler Schichtung. Letzterer geht nach unten in einen ziemlich zähen, kalkigen Sandstein über, dessen 15—20 cm mächtige Bänke aus den Wänden der Wasserrisse hervorragen. Im Liegenden steht — in den erwähnten Aufschlüssen — fluviatiler, gelber Sand mit ziemlich grossen Muskovitschuppen an.

Dieser Sand bedeckt keine grösseren, zusammenhängenden Gebiete, sondern ist als Ausfüllung ehemaliger pontischer Bette aufzufassen. Darauf weisen auch seine Vorkommnisse im tiefen Graben an der Gyönker Landstrasse und neben der Ziegelfabrik von Hidegkut hin, wo er mit seiner linsenförmigen Ausbildung an den Querschnitt eines alten Flussbettes erinnert.

Die pontischen Schichten liegen hier scheinbar horizontal, fallen aber in Wirklichkeit unter ca. 2° von der sonst beständig beobachteten O-lichen Richtung abweichend gegen NNO ein.

In den sehr tiefen Ravinen von Belecska konnte ich nur kleinere

Ausbisse des von Güll für pontisch gehaltenen roten Tones beobachten, in welchem ich und mein Kollege veil. V. Vogl das Relikt eines diluvialen Waldbodens erkannten. Der irrümlichen Beurteilung der stratigraphischen Lage dieses roten Tones dürfte z. T. die Tatsache zugeschrieben werden, dass die älteren Forscher des Tolnaer Hügellandes viel zahlreichere Aufschlüsse der pontischen Schichten verzeichneten, als in Wirklichkeit vorhanden sind.

Vollkommen sicher pontische Schichten sind nur in der Nähe der Eisenbahnstation Keszöhidegkut—Gyönk aufgeschlossen, wo sie sich mit längeren Unterbrechungen längs der Landstrasse bis zum unteren Ende der Ortschaft Szárazd verfolgen lassen.

In dem „Horgos“ genannten tiefen Graben, der vom 171 m hohen Hügel östlich von der Majsza-Puszta herkommt, steht unter dem diluvialen Ton der selbe Abschnitt der pontischen Schichtenfolge an, der im Wasserriß des Gyönkhegy gut zu beobachten ist.

An den tiefer gelegenen Stellen der pontischen Aufschlüsse bricht an der Oberfläche der rostgestreiften Tone überall reichlich Wasser hervor.

Die pontischen Schichten zeigen sich im allgemeinen meist an den steileren Hängen und fallen konsequent gegen das Gebirge ein.

Der launische Verlauf des Kapos-Tales dürfte auf eine schachbrettartige Zerklüftung des Hügellandes zurückzuführen sein, in dem es sich den mutmasslichen WSW—ONO-lichen, resp. NNW—SSO-lichen Bruchlinien anpasst.

Diese tafeligen Brüche offenbaren sich in dem abschnittswisen Auftauchen der im übrigen ruhig gelagerten pontischen Bildungen an der Oberfläche, als Folge des Einsinkens der grossen Ungarischen Tiefebene.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG VON SZEKSZÁRD, TEVEL, BONYHÁD UND DÖBRÖKÖZ.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1921—1924.)

Von Dr. Ottokár Kadić.

Infolge der Zerstückelung unseres Vaterlandes im Jahre 1918 war ich gezwungen, mein Aufnahmsgebiet im kroatischen Karst zu verlassen und bekam ein neues Gebiet im Komitat Tolna. Somit kartierte ich in den Jahren 1921—1924 im oben angeführten Aufnahmesterrain, auf den Kartenblättern Zone 20, Kol. VIII—IX, wo es mir gelungen ist, folgende Bildungen festzustellen: 1. pontische Tone und Sande; 2. Flugsand; 3. normale Lössablagerungen; 4. umgelagerten Löss und Sand; 5. ältere und jüngere Innundationsgebiete.

1. Pontische Tone und Sande. Es sind dies die ältesten Ablagerungen, die auf diesem Gebiet untergeordnet, hauptsächlich in den tiefer eingeschnittenen Tälern, unter dem Löss vorkommen. Den hervorragendsten Aufschluss dieser Bildung finden wir im Gebiet der Stadt Szekszárd, im Sédbach unter der reformierten Kirche, wo das Ufer in einer Länge von mehreren hundert Metern aufgeschlossen ist. Der fast horizontal gelagerte bläulich-graue Ton und Sand enthält eine reiche Molluskenfauna, die Dr. E. Lörenthey im Jahre 1893 beschrieben hat. Weitere Aufschlüsse finden wir im tiefen Graben neben der Maria Einsiedel-Kapelle, dann im oberen Lauf des Parásztatales und in den gegen den Botyán- und Élőberg sich erstreckenden, kurzen Gräben, wo fast horizontal liegende dünne Lagen von Sand und grauem Ton sich abwechseln.

S-lich von Szekszárd finden wir pontische Aufschlüsse nur noch im Csatári- und Tóttale, wo horizontal gelagerte, graue Sande und Sandstein aufgeschlossen sind. In gleicher Weise sind in den tiefen Taleinschnitten des Baranyatales graue Tone und darüber liegende, gelbe Sandschichten mit Steinkernen von *Limnocardium* zu finden.

Die wichtigsten pontischen Aufschlüsse dieser Gegend befinden sich an den NW-lichen Abhängen des Hügellandes zwischen dem Palánk- und Cserhátberg, wo in dem tiefen Taleinschnitt fast überall der bläulich-graue Ton mit darüber liegenden, grauen Sanden und mürben Sandsteinen sich abwechselt. Die gut geschichteten Ablagerungen sind in verschiedenen

Richtungen, hauptsächlich aber gegen SO, unter 5° geneigt. Von hier SW-lich, in den Nebentälern des Hidastales treten die pontischen Aufschlüsse nur noch in bescheidenen Flecken auf.

Sämtliche pontische Ablagerungen der Umgebung von Szekszárd gliedern sich hauptsächlich in zwei Schichtenkomplexe: in einen tiefer gelegenen bläulich-grauen Ton, der die bekannte Molluskenfauna enthält und in einen höher liegenden grauen Sand. Die Lagerung dieser Schichten ist fast horizontal und nur stellenweise finden wir in allen möglichen Richtungen Neigungen von ungefähr 5° .

Weiteren pontischen Aufschlüssen begegnen wir an den gegen das Kápostal neigenden Abhängen und in deren Taleinschnitten in der Umgebung von Csibrák. In der Gemarkung von Kovácsi kommt ein ziemlich fester Sandstein vor, der für lokale Bauzwecke verwendet wird. Alle diese Ablagerungen entsprechen vollständig jenen der Umgebung von Szekszárd.

Sehr bedeutende pontische Ablagerungen sind endlich in der Gemeinde Kurd aufgeschlossen, wo bläulich-graue Tone und Sande, sowie gelbe Sande, sandige Tone, Mergel und Sandsteine eine äusserst reiche Molluskenfauna enthalten. Die gut geschichteten Ablagerungen fallen meist unter 5° gegen 8^{h} ein. Dieses Einfallen ändert sich, wenn wir von Kurd gegen Csibrák und Döbrököz gehen.

2. *Flugsand*. Diesen treffen wir in grösserer Ausdehnung auf dem Gebiet zwischen den Gemeinden Csibrák und Duzs an. Bei Csibrák zieht sich der Flugsand ziemlich hoch auf die Bergabhänge hinauf, während er in der Gemeinde Duzs bloss die unteren, flachen Seiten des hier mündenden Tales bedeckt. Den Flugsand finden wir auch an den flachen Berglehnen zwischen Csibrák und Kurd, sowie in den Weingärten gegenüber von Döbrököz und endlich im gegen Mágócs sich erstreckenden Flachland. Diese sandigen Gebiete werden mit Vorteil zur Wein- und Tabakkultur verwendet.

3. *Normale Lössablagerung*. Den überwiegenden Teil des aufgenommenen Gebietes bedeckt Löss, der besonders in den tief eingeschnittenen Tälern und Gräben des Hügellandes von Szekszárd aufgeschlossen ist. Er ist im allgemeinen gleichförmig entwickelt, ungeschichtet und enthält stellenweise Kalkkonkretionen und Schnecken. Seine Gleichförmigkeit unterbrechen hier und da rote, fette Toneinlagerungen, welche in Form unregelmässig verlaufender dicker Tonschichten öfters weit verbreitet sind. Die von mir gesammelten Lössschnecken untersuchte Fräulein Dr. Jolanda Murányi und stellte fest, dass der hier abgelagerte Löss höchstwahrscheinlich postglazial ist.

In gleicher Weise ist der Löss auch in der Gegend von Dombóvár,

Döbrököz und Kurd verbreitet, wo er von einer mächtigen holozänen Humusdecke verhüllt ist und nur in tieferen künstlichen Aufschlüssen zum Vorschein kommt. Auch das höhere Hügelland von Mágócs und Mekényes baut sich ebenfalls aus Löss auf.

4. *Umgelagerter Löss und Sand.* In der Gegend von Mözs, Tolna und Fadd erheben sich aus dem älteren Innundationsgebiete der Donau flache Sandinseln, welche gegen W und NW zusammenhängende flache Hügel bilden und die Höhe von 144 m erreichen. Dieser Sand ist in der Nähe der Donau lose, gegen das höhere Hügelland wird er immer mehr gebunden. Zwischen Agárd und Apáthi-puszta bildet dieses flache Hügelland gegen das Innundationsgebiet des Sárvíz steile Lehnen, in welchen die Keller überall den Löss erreichen. In gleicher Weise säumt der Löss auch die steilen Abhänge zwischen Tolna und Fadd ein. Dieser Umstand beweist, dass sich unter dem Donausand hier überall Löss befindet. Sein Alter kann an die Gränze des Pleistozäns und Holozäns gestellt werden. Gleichen Alters können auch jene ausgewaschenen und sekundär abgesetzten Lössablagerungen sein, welche in Form flacher Lehnen zwischen Szekszárd und Várdomb das Lössufer einsäumen.

5. *Ältere und jüngere Inundationssedimente.* Einige Meter über dem heutigen Inundationsgebiet der Donau befindet sich das ältere Inundationsgebiet, in welches sich die hier fliessenden Bába- und Sárvíz-Flüsse tief eingeschnitten und so das Flachland in mehrere kleinere und grössere Stücke zerrissen haben. Als jüngere Inundationsgebiete gelten die tiefsten Gebiete entlang der Donau, dem Sárvíz und Bába-Fluss, welche auch gegenwärtig ab und zu überflutet werden.

Es ist eine interessante Erscheinung, dass im oben beschriebenen Gebiet die Nebentäler, sowohl die recht- als auch die linkseitigen, genau in der Richtung von NW gegen SO verlaufen und dass in der Regel die NW-lichen Nebentäler kurz und grabenförmig eingeschnitten sind, während die SO-lichen lang und reich verzweigt sind. Es ist unzweifelhaft, dass diese regelmässige Ausbildung der Täler dieses Gebietes mit dem tektonischen Bau desselben in engem Zusammenhang steht. Die Richtung der Haupttäler entspricht einzelnen Bruchlinien, entlang deren sich die SO-lichen Teile gesenkt haben, während die NW-lichen an ihrer Stelle geblieben sind. Die Nebentäler entwickelten sich demzufolge hauptsächlich an den von NW gegen SO abfallenden Seiten und ihr Abfluss musste ebenfalls in dieser Richtung stattfinden. Diese Ansicht bekräftigt auch die Feststellung, dass die meisten pontischen Aufschlüsse an die kurzen, steilen Gräben gebunden sind, und dass das kaum merkliche Einfallen der Schichten mit den flachen Uferseiten parallel verläuft.

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DES CSERNA-TALES UND DER GEGEND VON MEHÁDIA.

(Bericht über die Reambulierungen im Jahre 1917.)

Von Ferenc Schafarzik.

I. BEITRÄGE ZUR TEKTONIK DES CSERNA-TALES.

Ich begann die Reambulierung im oberen Abschnitt des Cserna-Tales, zwischen der Umgebung der Petra Galbina- und Jelenic Mare-Berge und dem südlich von Csernahévíz gelegenen Bratinakulcs, wobei ich zu dem Resultat gelangte, dass die tektonischen Details dieses Gebirgteiles der Auffassung G. Murgoci's¹ — wonach diese Gegend ein tektonisches Fenster darstellt — nicht widersprechen. Da die Vorlage genauer geologischer Profile die erste Bedingung jedwelcher tektonischer Folgerungen bildet, sei es mir gestattet, die Resultate meiner Reambulierungen von N gegen S schreitend in Profilen zu besprechen.

1. Profil. Am südlichen Ende der Pojana Bulza beginnt der gelegentlich meiner alten Aufnahmen bereits richtig dargestellte Verrukano-Streifen, der sich der Ostseite des Granits anschmiegt. Er zeigt die Spuren starker Zertrümmerung, wodurch seine Schichtung verwischt wird. Das rote, sandige, tonschieferartige Material des Verrukanos ist voll von eingefalteten Glimmerschieferresten, wodurch er sehr an den Verrukano von Bratina bei Csernahévíz erinnert, der bekanntlich ebenfalls eine verknietete Masse von rotem Tonschiefer mit Glimmerschiefer darstellt. Der Bulzaer Verrukano war der intensivsten Auswalzung ausgesetzt.

Sobald man gegen S zu jener Biegung der Cserna gelangt, wo der Granit auch auf das linke Ufer des Flusses hinübergreift, bemerkt man in der südlichen Bucht der Biegung zwischen den Verrukano eingefaltete schwarze Liastonschiefer. Der schwarze Tonschiefer selbst ist zu einer weichen Masse zerdrückt, die in demselben vorhanden gewesenen härteren Partien, besonders Sandsteinbrocken sind kugelig abgerundet. Jenseits der Biegung folgen abermals der kalkige Tonschiefer und feine, sandige Glim-

¹ G. Murgoci: The geological synthesis of the South Carpathians. Comptendu du XI-e Congrès international. (Wien, 1910.)

merkalkschiefer des Doggers, der sich längs des Weges bis zum Glimmerschiefer verfolgen lässt. Die Zone des vom Verrukano östlich befindlichen Doggerschiefers liegt zwar auf dem Verrukano, jedoch in diskordanter Weise, verschiedene, abweichende Einfallswerte zeigend. Im Hangenden des letzteren folgt auf der Berglehne der Malmkalkstein.

Das Gesagte in ein Profil zusammenfassend, ergibt es sich also, dass man es hier mit den Grenzflächen zweier intensiver Überschiebungen zu tun hat, von denen die eine zwischen dem Granit und dem Verrukano, die andere zwischen dem Verrukano und dem Dogger-Malm auftritt. Die Zone des Verrukanos wurde mit Glimmerschiefer- und Liasschiefer-Partien zusammengefaltet und zu einem schmalen Band ausgewalzt. Trotz der allgemeinen Verjüngung besteht die auf den Jelenic Mare (1300 m) hinaufziehende felsige Lehne gänzlich aus Malmkalk, was nur dann verständlich ist, wenn man die Übereinanderschichtung der hiesigen mehrfachen Kalksteinfalten vor Augen hält, sowie auch den Umstand, dass die sich gegenseitig berührenden Massen derselben durch die Erosion noch nicht durchbrochen wurden.

Am anderen, rechten Ufer der Cserna ist vom Bett des Flusses bis auf die Petra Galbina hinauf grobkörniger Biotitgranit sichtbar, an dessen Westseite der Sicelovetiu—Petra Galbina überschoben wurde. Von letzterem sind gegenwärtig nur mehr Wurzelreste erhalten, wogegen der einstige Zusammenhang derselben mit dem linken Ufer durch die Erosion bereits gänzlich fortgeschafft wurde.

In der von hier südlich gelegenen, tiefsten Einsattelung, namentlich auf der Poiana Balta Cerbului genannten Blösse (935 m) wurde jedoch die Kalkdecke durch die Erosion bereits durchbrochen und der darunter folgende kristallinische Schiefer fensterartig freigelegt. Nach Murgoci ist diese Partie des kristallinischen Schiefers ein wurzelloser Rest der durch die Erosion bereits grösstenteils abgetragenen einstigen Decke.

Die an beiden Ufern des Cserna-Tales entlang auftretenden Kalkklippen gehören im allgemeinen zum Malm und enthalten stellenweise Tithon-Fossilien. Meine hierfür sprechenden Funde sind die folgenden:

Vom Sicelovetiu: *Apt. lamellosus* Mü n s t., *Belemn. canaliculatus* (Aufnahmebericht 1888, pag. 132); vom Domogled: *Apt. lamellosus* Mü n s t., *Perisph. sp.*, *Lytoceras sp.*, *Nerinaea sp.* (Aufnahmeber. 1889, pag. 152); vom Kazán bei Plavisevica; *Perisph. fraudator* Zitt. (Aufnahmeber. 1891, pag. 118); vom Arsana: *Aptychus sp.*, *Belemn. sp.*; vom Cremena: *Perisphinctes abscissus* Opp., *Lytoceras sp.* (Aufnahmeber. 1893, pag. 133).

2. Profil. Ein bemerkenswerter Aufschluss liegt ferner am linken Ufer

der Cserna, an der Südostseite des Kurilla genannten Granitkegels (294 m) längs des Fahrweges. Hier ist nämlich in den Glimmerschiefer, der am Rande des Granits auftritt, ein 20 m mächtiger, schwarzer Liastonschiefer eingefaltet. In letzterem sind kleine Gipskriställchen sichtbar. Die intensive Faltung und Auswalzung wird durch die im völlig zerdrückten Material vorkommenden Steinklumpen (Glebula) bewiesen. Der hiesige Lias ist nichts anderes, als ein zwischen die sich überschiebende Falte des glimmerigen Gneises und die Masse des Granits eingeklemmter Keil, der organisch zur gefalteten oberen, mesozoischen Decke gehört.

3. Profil, bei den „Sieben Warmen Quellen“. Den Eckstein dieses Profils bildet ebenfalls der grobkörnige Biotitgranit, dessen dicke Bänke unter 60° gegen N einfallen. Aus diesem brechen die bekannten „Sieben Warmen Quellen“ hervor. Südöstlich vom Granit tritt auf der von den

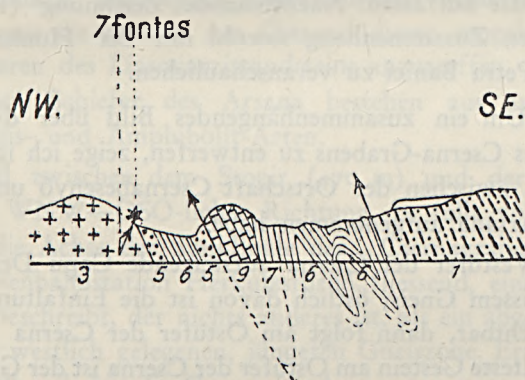


Fig. 1. Detailliertes geol. Profil der Umgeb. der Sieben warmen Quellen (*). 1 = Krist.-Schiefer, 3 = Granit, 5 = Rhät-Lias Quarz-Sandst., 6 = Unter-Mittellias-Tonschiefer, 7 = Doggerschiefer, 5 = Malmkalk.

Quellen östlich gelegenen Biegung der Strasse Liassandstein mit eingefaltetem, schwarzem Liastonschiefer auf. Dieser wird vom Granit durch eine gegen SW streichende Verwerfung getrennt. Weiter östlich fällt dieser Sandstein mit 70° unter den Malmkalkstein ein. Aber auch dies ist keine natürliche Grenze, sondern die Grenzfläche eines Bruches. Die Kalkscholle selbst bildet einen steilgeschichteten Felsen, dessen Fortsetzung durch den Kulturgarten unterbrochen ist. (Fig. 1.)

Jenseits des Gartens folgen stark gefaltete Doggerschiefer, während der Ostrand der Synklinale von schwarzen, unter 70° gegen WSW einfallenden Liastonschiefern eingenommen wird. Bei der Mündung des Stretku folgt dann — mit starker Diskordanz — gefalteter, grünlicher,

glimmeriger Gneis. Zwischen dem Gneis und dem vorhin erwähnten Lias kann ebenfalls eine Verwerfung angenommen werden.

Die obige Serie von Bildungen gehört zu drei Schichtengruppen. Die an den Granit grenzenden Liasquarzite samt dem eingefalteten Liastonschiefer bilden die untere, auf den Granit aufgeschmierte, die Malm—Dogger—Lias-Bildungen die mittlere, und der Glimmerschiefer die obere Gruppe. Die beiden letzteren Gruppen fallen durch verkehrte Schichtenfolge und stark reduzierte Dimensionen auf. Die weicheren Glieder (Liastonschiefer) bilden eine geknetete Masse, die härteren (Liasquarzite und Kalkstein) litten weniger.

Die tektonische Situation dieses Schichtengruppenkomplexes ist bestimmt nichts weniger als einfach, lässt sich aber als eine aus gegenseitig auskeilenden Gliedern bestehende, stark zusammengepresste und ausgewalzte Synklinale auffassen. Nachstehende Zeichnung (Profil 3) sucht ihren ehemaligen Zusammenhang sowohl mit der Hunka Kamena, als auch mit der Petra Banici zu veranschaulichen.

4. Profil. Um ein zusammenhängendes Bild über die geologischen Verhältnisse des Cserna-Grabens zu entwerfen, zeige ich in der Folge das Profil, das ich zwischen der Ortschaft Csernabesenyő und dem 853 m hohen Dealu Arsana aufgenommen habe.

Der am Westufer der Cserna aufsteigende Capu Dealului (360 m) besteht aus weissem Gneis; östlich davon ist die Einfaltung des mesozoischen Zuges sichtbar, dann folgt am Ostufer der Cserna der Glimmerschiefer. Das älteste Gestein am Ostufer der Cserna ist der Glimmerschiefer. Das älteste Glied dieser mesozoischen Synklinale des Csernabettes ist der Lias-Dogger Tonschiefer, dem sich mehr-minder kalkiger Diabastuff und ein schmales Band des Malmkalksteins anschliessen. Im Inneren derselben ist eine mit Überschiebung verbundene Verwerfung zu beobachten, die das wiederholte Auftreten des gegen O einfallenden Diabastuffes verursachte.

In dem im ersten Drittel unseres Profils dargestellten kristallinen Schieferzug, der längs des durch das Nordende der Ortschaft verlaufenden Grabens aufgeschlossen ist, sind grünlicher Glimmerschiefer und glimmerige Quarzitbänke mit unter 80° gegen 7^h gerichtetem Einfallen und granitischen, sowie pegmatitischen Injektionen zu beobachten. Der mit Pegmatit injizierte Glimmerschiefer und Glimmergneis erinnert sehr an die Vorkommnisse am Munte Semenik, die bekanntlich in die tiefere, glimmerige Gruppe der kristallinen Schiefer gehören. An zwei Stellen sind hier auch schwarze Amphibolitgänge in einer Mächtigkeit von ca. 4 m

sichtbar. Gegen den Ostrand dieser Zone ist das Einfallen unter 80° gegen 17^{h} gerichtet.

Die in den westlichen Teil dieser Falte eingefalteten schwarzen Lias (?) - Tonschieferpartien, dunklen Kalkklumpen (Glebula), resp. im zweiten Fall die vom Gneis herstammenden Klumpen zeugen für starke Überschiebung. Ihre Grösse wechselt zwischen den Dimensionen einer Haselnuss und eines Kopfes.

Die Anwesenheit dieser schwarzen Schiefer beweist nach der Auffassung der hier gewesenen Herrn L u g e o n und M u r g o c i unzweifelhaft die Deckenstruktur der hiesigen Tektonik.

Über die Malmkalkwand des Vårful Koller — deren Bänke gegen O einfallen — sind die Falten des Lias-Doggers gegen W umgelegt und enthalten die synklinale Spitzen einiger Malmkalkfalten. Von diesen ist die vor der ebenfalls umgelegten kristallinischen Schieferfalte des Dealu Arsana gelegene die grösste. Am Ostrand dieser umgelegten Falte sind auch die Spuren des Liasquarzitsandsteins anzutreffen. Die umgekippten kristallinischen Schiefer des Arsana bestehen aus aplitischen Gneis-, Amphibolgneis- und Amphibolit-Arten.

5. Profil, zwischen dem Stogir (470 m) und der Poiana Racheli (850 m), in WNW—OSO-licher Richtung. Es fällt vor allem auf, dass die Cserna die Achse der Synklinale des „Csernagrabens“ verlässt und gegen die Eisenbahnstation Herkulesfürdő fliessend, einen Bogen um den Stogir-Berg beschreibt, der nichts anderes ist, als ein abgeschnittenes Stück der von hier westlich gelegenen, jüngeren Gneiszone. Erst nach dem Umfliessen derselben kehrt die Cserna wieder zu den mesozoischen Zügen des „Csernagrabens“ zurück, bis zur Ortschaft Börzény einstweilen den Westrand derselben bespülend.

Östlich von der jüngeren Gneis-Gruppe des Stogir stösst man auf eine aus Lias—Dogger-Tonschiefern und Malmkalkbändern bestehende, stark ausgewalzte Synklinale, die infolge der Überschiebung das Malmkalkband gewissermassen wiederholt enthält. Hiernach folgt die Achse des tektonischen Grabens, namentlich die schmale Glimmergneis- und Glimmerschiefer-Zone. Am Ostrand derselben folgt dann mit entgegengesetztem Einfallen die Lias—Dogger-Schichtenserie, die bis zur Kuppe des Padies (716 m) reicht. Ihre höchsten Bänke sind reich an kristallinischen Schieferfetzen, jedoch stark ausgelaugt und löcherig. Gegen den Gipfel zu sind auch steilere Einfallswinkel zu beobachten, ein Umstand, der offenbar der geschlängelten Faltung zuzuschreiben ist. Am Gipfel des Padies selbst, sowie auf der gratartigen Fortsetzung desselben sind bis zur Poiana

Racheli Gneis-, Amphibolgneis-, Biotitgneis- und stellenweise pegmatitische Abarten anzutreffen.

6. Profil, im Bett des Börzényer Valea Mare-Baches aufwärts gegen den Predeal. Der Gneis überlagert hier die Dogger (?)-Schiefer. Von der Landesgrenze, namentlich von der Grenzwache Predeal westwärts in das Börzényer Valea Mare-Tal hinabsteigend beobachtete ich die Abwechslung von Amphiboliten mit pegmatitischen und aplitischen Gesteinen. Dazwischen waren auch Biotitgneise anzutreffen. Dort, wo die drei Quellgräben des Valea Mare sich zum Haupttal vereinigen, treten im Bett des Baches glänzende, schwarze, nahezu horizontal gelagerte phyllitische Tonschiefer auf. Aber auch die Gneisserie ist deutlich zu erkennen, da der Aufschluss dank der aushöhlenden Wirkung des Baches tadellos ist. Die erste Gneisbank, die den Tonschiefer überdeckt, ist grünlich. Diese Predealer Gneisgruppe stellt bereits einen Rest der ehemaligen kristallinen Schieferdecke dar.

Die Lias—Dogger-Tonschiefer fallen gegen O ein. Gegen den Ausgang des engen Tales zu werden sie kalkiger und erscheinen in einem mächtigeren Schichtenkomplex. Der gut spaltbare glimmerige Kalkschiefer bildet hier steile Felswände, zu deren Füßen an der linken Seite des Tales in einer Höhe von 156 m ü. d. M. die bekannte dreifache Quelle hervorbricht, deren Wasserreichtum in der Reihe der Quellen unseres Landes seinesgleichen sucht. Die im Winter und Sommer gleiche Wassermasse derselben ist so gewaltig, dass man sie sogar unmittelbar beim Ursprung ohne besondere Vorkehrungen nicht durchwatzen kann; ihren Wasserertrag berechnete ich wiederholt mit 100—120 Millionen Liter pro Tag. Ihre Temperatur beträgt 11° C, entspricht also dem hiesigen Jahresmittel. Ihr aussergewöhnlicher Wasserreichtum — der zum kleinen Niederschlags-Sammelgebiet der Valea Mare in keinem Verhältnis steht — lässt darauf schliessen, dass man es hier wahrscheinlich mit einem unterirdischen Bach zu tun hat.

Unterhalb der Quellen ist dann im weissen Graben das stark — bis zur Zertrümmerung — zusammengepresste muskovitische, vorwiegend quarzitische Gestein in der Gestalt eines verengten, steil emporragenden Zuges sichtbar, der dem in den kalkigen Doggerschiefern angesammelten Wasser den Weg versperrend, das Hervortreten der Quellen veranlasst. Dieser weisse Quarzit stellt die Fortsetzung der Achsenformation des Csernabruches, namentlich der bei Herkulesfürdő und Besenyő auftretenden Partien der tieferen glimmerigen Schiefer dar. Er ist auch an der linken Seite des Tales vorhanden, seine blendend weisse Masse wird aber dort durch den schwarzen Lias—Dogger-Tonschiefer verdeckt, der dann

in dem von hier zur Zigeunerkolonie von Csernahévíz hinüberführenden, niedrigen Sattel dominiert. An der Südseite des letzteren ist aber in einem kleinen, von Lias—Dogger-Tonschiefern umschlossenen Fleck der weisse, zertrümmerte Quarzit abermals anzutreffen.

In dem Börzény—Csernahévizer Abschnitt des Csernabruches stehen einesteils in dem bei der Zigeunerkolonie von Hévíz endigenden, anderseits in dem jenseits des niedrigen Sattels nordwärts in das Tal der grossen Börzényer Quelle hinabziehenden Graben diese stark gefalteten Lias—Dogger-Schiefer mit über 60° -igem westlichem Einfallen an. Es sind dunkle Tonschiefer, die hier und da auch dünnere Sandsteinbänke enthalten. Einzelne schwarze „Blackband“-artige Konkretionen mit Pyritkristallen im Inneren, ferner mit weissen Kalzitadern und mit wasserklaren — $\frac{1}{2}$ R Kriställchen in den Hohlräumen erinnern an die ähnlichen Einschlüsse

des Lias von Mehádia. Ihre Faltung ist so intensiv, dass auch ausgewalzte Partien des Malmkalkes dazwischengepresst wurden. Diese petrographisch an die Lias-schiefer erinnernden, glimmerigen, sandigen Tonschiefer dominieren in steile Schichten aufgerichtet den zwischen der Börzényer Valea Mare und der Hévizzer Zigeunerkolonie gelegenen Sattel. In ihrem Liegenden ist aber der weisse, glimmerige Quarzit vorhanden, der — wie erwähnt — an der Südseite wieder zum Vorschein kommt. (Fig. 2.)

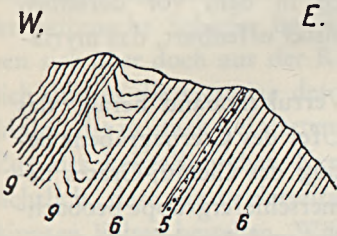


Fig. 2. Stark ausgewalzte Partie aus dem Zigeunergraben von Tepec: 5 = Ráth—Lias Quarzsandstein, 6 = Unter- und Mittellias Tonschiefer, 9 = Malmkalk.

Die Intensität der Faltung und Auswalzung der hiesigen Lias—Dogger-Schiefer beweist u. a. auch die in dem von der Zigeunerkolonie aufwärts ziehenden Graben befindliche Partie, wo plattig verjüngter Malmkalk zwischen die Schiefer eingefaltet ist.

7. Profil. Südlich von der Ortschaft Csernahévíz, am linken Ufer der Cserna ist die Zone der kalkigen Dogger-Schiefer stark zerknittert, ja sogar mit dem dortigen Lias und Malm gemeinsam gefaltet. Gewaltige Blöcke des Malmkalkes sind hier eingefaltet und von Schiefen umschlossen. Ihre Dimensionen erreichen $1-2 \text{ m}^3$, ja in einem Fall beobachtete ich sogar einen von 24 m^3 . Doch sind nicht nur Kalke, sondern auch liassische Quarzitsandsteinblöcke in den hiesigen Dogger-Tonschiefern als „Klippen“ anzutreffen.

All diese Erscheinungen lassen auf starke Pressung und Reibung schliessen, eine Ansicht, in der uns der Umstand noch bekräftigt, dass am

rechten Ufer des Csernabettes sogar auch vom Verrukano noch ein schmaler Streifen sichtbar ist, der längs des Ostrand des die Achsenlinie darstellenden Gneiszuges emporgeschoben wurde. Für starke Faltung sprechen auch die in der Gegend von Jorgovan sichtbaren beiden Malmkalkbänder, die die unmittelbare Fortsetzung derjenigen des Stogir und des Slemic darstellen. Sie sind ebenso zu deuten, wie jene, d. h. als eine aus zwei Schuppen bestehende, stark zusammengepresste Synklinale, die gegen O umgelegt ist, so dass sie durch die etwas überkippte Falte des von ihr W-lich gelegenen Granit Gebirges überdeckt wird.

Aus der östlichen Lias—Dogger Synklinale unseres Profils bricht etwas weiter oben, am Nordostrand der Ortschaft Csernahévíz am Hange des Berges eine beständig 18 C° aufweisende Hemitherme herauf, mit so reichlichem Wasser, dass sie sofort kleinere Mühlen treibt. Sie ist ungemün reich an Kalziumhydrokarbonat, was sich in dem vor derselben liegenden, gewaltigen, schwammigen Kalktuffpolster offenbart, das myriaden von Pisolithen enthält.

Weiter südlich zieht vom Berghang ein Verrukanoband herab, das wahrscheinlich die Fortsetzung des am rechten Ufer des Csernagrabens befindlichen darstellt. Die südwestliche Abzweigung des Ciculuj-Grates besteiend, konnte ich nur mehr die tiefere Glimmerschiefergruppe beobachten, oben auf der Höhe aber traf ich Biotitgneise und Amphibolite an.

Südlich von der Ortschaft Csernahévíz, von der Mündung des Ilovicka-Baches die Nordwestkante des Vârful Karaula besteigend, trifft man die Bildungen in verkehrter Reihenfolge an: unten sind die Dogger Schiefer, auf diesen der permische Verrukano und dann der in die untere Gruppe gehörige glimmerige Gneis und der Glimmerschiefer anzutreffen. Diese werden zu oberst von der kristallinischen Schieferserie der oberen Gruppe überdeckt.

8. Profil. Einen halben km weiter folgt dann zum Schluss das Profil, das ich in meinem Bericht von 1913 mitteilte und vom Gesichtspunkt der Deckentheorie konstruierte.

Wie aus diesem Profil hervorgeht, haben wir es hier mit synklinalen Partien stark ausgewalzter Falten zu tun. Während aber der aus einer dreifachen Lias—Malm-Schuppe bestehende Zug der Faltung von Serakova mässig gegen O überschoben ist, konnten wir an der Ostseite der Cserna auf Grund der verkehrten Schichtenserie der eingefalteten Partien eine stark gegen W überkippte Falte mit ausschliesslich autochtoner Bewurzelung konstruieren.

Zusammenfassung. Für den Cézna-Bratinaer Abschnitt der Cserna ist der aus kristallinischen Gesteinen bestehende, schmale Mittelzug

bezeichnend, der unterhalb des Bades Herkulesfürdő aus den kristallinen Schiefen der I. Gruppe, oberhalb des Bades aber hauptsächlich aus Granit besteht. Dieser Zug beginnt im Süden mit dem Óasszonyréter Granit im Kazán-Pass, von wo er sich in seiner weiteren Fortsetzung bis zu der Partie am Stogir-Berg zu einem aus Glimmergneis, Glimmerschiefer, resp. glimmerigem Quarzit bestehenden Schichtenkomplex verjüngt, der östlich von der Ortschaft Besenyő etwas gegen W überkippt ist. Oberhalb Herkulesfürdő wird er dann vom Granit abgelöst, dessen Masse unter demselben gewissermassen auftaucht. Die Achse dieses Zuges hebt sich demnach gegen N, trotzdem bezeichnet aber dieser Zug in seinem ganzen Verlauf die tiefste Linie der ganzen Cserna-Gegend.

Der in der Tiefe des Tales liegende und ausschliesslich aus kristallinen Gesteinen bestehende Kern wird an beiden Seiten durch hohe Gebirgszüge begleitet. Am Aufbau derselben sind als tiefste Glieder auch kristallinische Schiefer beteiligt, ihre bezeichnendsten Bildungen rekrutieren sich aber doch aus der Reihe der sedimentären Formationen. Namentlich sind es die Gesteine des permischen Verrukano, des Lias, Dogger und Malm, die in stark gefalteten Formen, jedoch mit parallelem Streichen den Zug des kristallinen Kerns begleiten. Aus unseren Profilen ist es ersichtlich, dass die beiderseitigen Hänge des „Csernagrabens“ aus umgekippten Falten bestehen. Während aber die Falten an der Westseite gegen W einfallen, mit ihren Spitzen also gegen O umgelegt sind, fallen sie an der Ostseite, längs der Landesgrenze gegen O ein, sind also gegen W umgelegt. Wo die aneinander geschmiegteten Falten durch die Erosion noch nicht zu sehr zerstört wurden, dort ist ein zusammenhängendes Kalkgebirge zu beobachten, innerhalb dessen die Decke nur an einzelnen Stellen durch die Erosion bis zu den liegenden Gesteinen durchbrochen wurde. An solchen Stellen aber, wo die Hauptmassen der Falten des Malmkalkes grösstenteils der Erosion zum Opfer fielen, dort sind die Wurzelpartien der ehemaligen Kalksteinfalten nur mehr in den ausgewalzten Synklinalen anzutreffen (Profil No. 4).

Die Intensität der Faltung ist schuld daran, dass in unseren Profilen die sämtlichen beteiligten Bildungen als Folge der Auswalzung stark reduzierte Dimensionen aufweisen, einzelne sogar oft gänzlich auskeilen.

Das Csernatal kann demnach als eine Geosynklinale betrachtet werden, deren Flügel von den beiden Seiten ein- und abwärts gleitend und an dem in der Mitte gelegenen Granitkern aufgestaut, in sich schuppenförmig überschoben wurden. In vollem Einklang mit dieser kinetischen Kette der Erscheinungen steht ferner auch die Tatsache, dass die stärkste Pressung, resp. Auswalzung in den Flügeln zu beobachten ist, besonders inner-

halb einzelner weicherer Bildungen derselben, oder längs einzelner Grenzflächen, wogegen der Granit und die denselben netzartig durchdringenden Aplite keine bemerkbaren Spuren der Pressung aufweisen.

Nach alldem halte auch ich den Sedimentzug des Cserna-Tales für autochton, seine Faltung aber konnte durch die schleppende Wirkung der gewaltigen Boldoven-Decke verursacht worden sein, die sich in der oberen Kreide auch über dieses Gebiet erstreckt hatte, heute jedoch bereits denuziert ist. (Vergl. das 5. Profil Murgoci's.)

Der Cserna-Fluss schnitt vom Cézna abwärts sein Bett in diese Geosynklinale hinein, u. zw. im grossen ganzen längs des Südostrandes der auftauchenden Granitmasse. Wenn man sich der Széchenyi-Wiese nähert, verschwindet der Granit unter den sich über ihn wölbenden Zügen des glimmerigen Gneisses und Malmkalkes. Bei der Ortschaft Csernabesnyő aber bricht der Fluss gegen W durch, um sich bei der Eisenbahnstation Herkulesfürdő mit der Belareka zu vereinigen. Offenbar dürfte die etwas tiefere Erosion der Belareka den Cserna-Fluss sich zugelenkt haben. Mit ihr vereinigt findet aber die Cserna nach Umfassung des Stogir-Berges alsbald wieder die tiefste Linie des Geländes: unsere nunmehr geradewegs südwärts ziehende, eng zusammengepresste, nur mehr durch ihre Wurzelpartien repräsentierte Synklinale.

II. DER LIAS VON MEHÁDIA.

Der Lias von Mehádia besteht aus zwei Gliedern: einem tieferen und einem höheren. Der untere Schichtenkomplex wird durch dickbänkige, grobe, hellgraue, quarzkonglomeratische Sandsteine gebildet, die entweder unmittelbar auf die kristallinischen Schiefer (z. B. am Nordfuss der Poiana Kasapuluj), oder auf die roten permischen Porphyrkonglomerate gelagert sind (z. B. in der Umgebung der Mündungen der Valea-Mare und Ursaska, sowie im Sverdin-Bach oberhalb des Wasserfalles). Innerhalb dieser Vorkommnisse wird dann das Becken durch den feinsandigen und feinglimmerigen, schwarzen Tonschiefer ausgefüllt. Die Breite derselben beträgt zwischen der neben dem Globu-Bach befindlichen „Schwarzen Wand“ und der Burgruine von Mehádia ca. 2 km, gegen SW aber, den Sverdin-Bach durchkreuzend und in das Suják-Tal eindringend, reduziert sie sich auf 1 km, ja sogar auf 0.8 km.

Die Kontinuität ihrer oberflächlichen Verbreitung wird vielerorts durch die pleistozänen und holozänen Sedimente der Belareka, sowie anderer Bäche und Gräben gestört.

Die groben Quarzsandsteine sind dem Anscheine nach fossilleer, zum Teil vielleicht terrestrischen Ursprunges, worauf der kleine Kohlenschmitz

schliessen liesse, den ich an der Südseite des Sverdiner Wasserfalles, neben der Holzindustriebahn in einer der obersten Bänke beobachten und sammeln konnte. Die unterhalb des Wasserfalles folgenden, steil aufgerichteten, schwarzen Lias-Tonschiefer jedoch sind bereits entschieden marine Sedimente, was durch die hier und da zum Vorschein kommenden Fossilien bewiesen wird. Einige Tage meiner Feldarbeit widmete ich der Revision jener alten Fundorte, die reichere Ausbeuten versprachen, leider musste ich aber auch in diesem Jahr die Erfahrung machen, dass die nur in einzelnen Bänken vorkommenden Fossilien sehr spärlich verteilt sind. Ich kann bloss über die folgenden berichten:

1. Fundort am steilen Hang hinter dem Wirtshaus zum „Fehér ló“ (Weissen Ross). Dieser ungemein steile, früher kahle, von Wasserrissen durchfurchte, jetzt mit jungen Akazien bepflanzte Hang liefert kein klares Bild über die Lagerung der hiesigen Schichten, nur das eine steht fest, dass der schwarze, mergelige Tonschiefer über den Bänken des Quarzsandsteins liegt. In den aus dem Boden herausragenden, z. T. bereits abgerutschten Schichtentrümmern gelang es mir einige charakteristische Lias-Arten zu sammeln. Ich erwähne es auch an dieser Stelle mit Dank, dass mein Freund Oberberginspektor Géza Bene mich bei dieser mühsamen Arbeit eifrig unterstützte. Nach längerem Suchen kamen *Cardinia gigantea* Qu. in 5, *Pecten hinterhuberi* Tietze in 1, *Gresslya* cf. *trajani* Tietze in 6 Exemplaren zum Vorschein.

Von diesen repräsentiert die Cardinien-Schicht den unteren Lias (*Angulatus*-Horizont). *Pecten hinterhuberi* wurde bei Kozla von Tietze aus der gleichen Schicht mit den Cardinien gesammelt, gehört demnach ebenfalls in den unteren Lias. Die *Gresslya*-Art hingegen, die Tietze mit der *trajani* vergleicht, kommt bei Kozla im mittleren Lias des Vrnicsko-Berges vor. Unsere Exemplare kamen aus dem gleichen schwarzen, dichten, mergeligen Gestein zum Vorschein, wie *P. hinterhuberi*, wonach sie noch in den unteren Lias gehören könnten. Da ich jedoch die Fossilien nicht aus anstehenden Schichten sammelte, ist es nicht unmöglich, dass die *Gresslyen* führende Bank bereits oberhalb der Cardinien führenden liegt und somit jünger ist. Demnach wäre also die Ausbildung des mittleren Lias an dieser Stelle nicht ausgeschlossen.

2. Nordwestlich von der Ortschaft in den schwarzen Gräben des Banotiu genannten Dorfabschnittes und in der nördlichen Fortsetzung derselben, auf dem durch seine Rutschungen bekannten Gebiet der Eisenbahn fand ich in der durch Gräben gefurchten kahlen schwarzen Wand des Lias-Tonschiefers nichts ausser einzelnen Fragmenten von dicken (*B. paxillosus*) und mittelstarken Belemniten. Diese mangelhaften Funde ge-

statten kaum eine nähere Horizontierung dieser Schiefer, höchstens insofern, als *B. paxillosus* im allgemeinen, aber nach Tietze auch bei Kozla im mittleren Lias (mit *Amm. margaritatus*) und im Munteanaer grünen Tuff vorkommt.

3. Mehr Beachtung verdienen hingegen die am linken Ufer der Belareka, südlich von der Jablanicaer Brücke aufgeschlossenen, schwarzen, feinsandigen, muskovitischen Tonschiefer, die 1—2 m über dem Wasserniveau des Baches in einer Länge von 50—60 Schritten spärlich Fossilien enthalten. Dieser Fundort wurde durch Dr. Anton v. Koch entdeckt, der die von ihm gesammelten Fossilien in 1872 behufs Bestimmung an Emil Tietze nach Wien sandte. Tietze führt von diesem Fund die folgenden Arten an: *Gryphaea cymbium* Goldf., *Spiriferina haueri* Suess, *Belemnites* sp., auf Grund derer er diesen Teil der schwarzen Schiefer — zwar unter Vorbehalt — in den oberen Lias stellte.

Ich selbst fand an diesem armseligen Fundort sowohl früher, wie auch in der allerjüngsten Zeit ebenfalls die Arten *Gryphaea cymbium* Goldf., *Spiriferina haueri* Suess und kleine Schalenfragmente von *Pecten* oder *Lima*. Von stratigraphischem Gesichtspunkt sind die beiden ersten die wichtigsten, indem *Gr. cymbium* nach O p p e l² in Mitteleuropa ausschliesslich in den höheren Regionen des mittleren Lias vorzukommen pflegt, namentlich im Horizont des *Ammonites margaritatus* und *spinatus*. Gleichfalls im obersten Mittellias ist nach O p p e l auch *Spiriferina haueri* heimisch.

Belemnites paxillosus var. *elongatus* ist für den mittleren Lias,³ der bei Tietze als *B. tripartitus* bestimmte Belemnit ebenfalls für den oberen Abschnitt des mittleren Lias bezeichnend.

Alles verweist somit darauf, dass man es hier mit den oberen Stufen des mittleren Lias zu tun hat. Tietze gelangte in 1872 zu einem ähnlichen Resultat, er kannte aber die Cardinien-Schichten nicht und hielt deshalb den Lias von Mehádia im allgemeinen für jünger. Auf Grund meiner Aufsammlungen von 1884 und 1917 kann ich aber unzweifelhaft feststellen, dass die schwarzen Tonschiefer von Mehádia z. T. den unteren, z. T. den mittleren Lias repräsentieren. Der Mehádiaer Zug stimmt demnach hinsichtlich des Zeitraumes seiner Ablagerung (Lias α — δ) mit dem Lias von Kozla überein (α — δ), wogegen die Sedimente des eigentlichen oberen Lias (ϵ — ζ) nicht nur bei Mehádia, sondern auch bei Kozla fehlen.

² O p p e l Alb.: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands, Stuttgart, 1856, pag. 303.

³ O p p e l: l. cit. pag. 272.

4. Der Lias der Gemarkung von Bogoltény und Somosréve nördlich von Mehádia. Dieser erstreckt sich nicht nur in der Umgebung des Arsana-Berges, sondern auch in einem Gürtel um das kristallinische Schiefergebirge Boldovén—Sgliver, ferner in den synklinalen Tälern der Cserna und der Belareka über weite Gebiete. Seine untersten Bänke bestehen ebenso, wie bei Mehádia, ebenfalls aus grobem, konglomeratischem Sandstein, auf den dann schwarze Tonschiefer, graue oder gelbliche tonige Sandstein- und sandige Tonschiefer-Schichten als typische Repräsentanten der Grestener Fazies folgen. Infolge der Faltung ist eine ungestörte Schichtenserie nirgends anzutreffen, die hier und da zum Vorschein kommenden organischen Reste beweisen aber, dass sich der Zeitraum der Ablagerungen auch hier, ebenso wie bei Mehádia, bis zum mittleren Lias verfolgen lässt.

Die Punkte, die mir einige Spuren von Fossilien lieferten, sind die folgenden:

a) In der Gemarkung von Bogoltény: im Tonschiefer des in die Cserna mündenden Presacina-Grabens *Belemnites paxillosus* Schlth., ferner in der Talung der Valea Morului am Südwesthang des Arsana, in Tonschiefer: *B. paxillosus* Schlth., *Pholadomya sturi* Tietze, *Ph. decorata* Hartmann, *Gresslya trajani* Tietze, *Modiola scalprum* Sow. Südlich vom Arsana, am Ostrand der Poiana Lunga sind in feinkörnigen tonigen, schwärzlichen, mitunter von Eisenoxyd rötlich gefärbten Sandsteinen *Pecten*, *Rhynchonella*, *Ostrea doleritica* Tietze und *Belemnites paxillosus* Schlth. anzutreffen.

b) Bei Somosréve: im schwarzen Tonschiefer der Topla kamen *B. paxillosus*; in den tonigen Sandsteinen des Ogasu Strugasca: nach der Auslaugung der kalkigen Körper dicker Belemniten zurückgebliebene Löcher; nordöstlich von der Ortschaft aus dem sandigen Tonschiefer der gegen das Bimbi-Wirtshaus ziehenden Enge, am rechten Ufer des Baches: *Pecten liasinus*, *Pecten* sp., *Lima* sp. (Fragmente). Bruchstücke von *Belemnites* sp. im Ogasu Petricelor; im Ohába-Tal: *Pecten* sp., *Lima* sp. (Fragmente) und *Belemnites paxillosus* zum Vorschein. In den am Südwesthang des Cosia auftretenden schwarzen Tonschiefern endlich fand ich zahlreiche und sehr dicke Stücke des *B. paxillosus* Schlth.

Es ergibt sich aus diesen mangelhaften Funden, dass auf dem in Rede stehenden Gebiet am meisten der mittlere Lias vertreten ist.

III. ÜBER DIE TONSCHIEFER VON HERKULESFÜRDŐ.

Das stratigraphische Niveau der schwarzen Tonschiefer von Herkulesfürdő ist heute noch nicht völlig aufgeklärt. Petrographisch weichen sie einigermaßen von den bei Mehádia vorkommenden ab, indem sie mehr

kalkig und bankig sind, wie jene. Am Berghang hinter dem Szapári-Bad sind die Bänke so fest, dass der Architekt Ignác Alpar das Material derselben beim Bau des Kurpalais ohne Zögern zur Aufführung von Mauern verwendete. Ihre grössere Festigkeit dürfte vielleicht dem bei der Auswalzung erlittenen Druck und der darauf folgenden diagenetischen Verkalkung zuzuschreiben sein. Es darf aber nicht ausser acht gelassen werden, dass das Material an einzelnen Stellen immerhin dem schwarzen Tonschiefer von Mehádia ähnlich ist, und dass gleichzeitig ausser Pyrit-einschlüsse enthaltenden, an Sphärosiderite erinnernden Konkretionen auch Gipskriställchen darin vorhanden sind. Fossilien kamen aber aus keiner Abart derselben zum Vorschein.

Soviel steht fest, dass dieser Zug von der Südseite der Bogoltiner Arsana-Berggruppe ausgehend sich einerseits gegen Mehádia, anderseits in das Tal der Cserna verzweigt. Im Umkreis des Arsana sind diese dunklen Schiefer nicht zusammengepresst, sondern im Gegenteil weit auseinander gebreitet und enthalten stellenweise auch Fossilien. An der Südseite des Arsana sind die für den mittleren Lias (Lias δ) (Aufnahmebericht 1893, pag. 130), an der Westseite die für den oberen Teil des unteren Doggers (Dogger δ) bezeichnenden Formen (*Steph. humphresianum* und *S. blagdeni*, Aufnahmebericht 1893, pag. 132) anzutreffen, und eben daselbst ist auch die Überlagerung der *Humphresianum*-Schichten durch die Diabastuffe zu beobachten. Da nun anderseits in der Gebirgsgruppe des Sarko-Godján die Diabastuffe durch die Schiefer des *Phyll. mediterraneum* (Klausniveau, Dogger) überdeckt werden, ist es klar, dass die Diabastuffe zwischen die Stufen des unteren und mittleren Doggers eingeschaltet sind. Umgekehrt vertreten demnach die im Liegenden der Diabastuffe befindlichen schwarzen Schiefer die ganze, lange Reihe, die vom unteren Lias bis einschliesslich zum Dogger zur Ablagerung gelangte.

Bei Herkulesfürdő, im Tal der Cserna ist aber die Gesamtheit des Lias-Dogger nur mehr in zusammengepressten Falten anzutreffen, die aus den Fetzen verschiedener Stufen zusammengesetzt sind. Es gibt Stellen, wo man die typischen schwarzen Tonschiefer des unteren Lias vor sich zu sehen meint (Gräben der Poiana Bulza, an beiden Seiten des zwischen den Ortschaften Börzény und Csernahévíz gelegenen Sattels), an anderen Stellen steht man an den Dogger erinnernden, kalkigeren Schichten gegenüber, über der ganzen Serie aber ist in ebenfalls stark ausgewalztem Zustand der Diabastuff anzutreffen. Aus diesen Daten — so lückenhaft sie auch sind — geht doch wenigstens soviel hervor, dass im schwarzen Tonschieferzug von Herkulesfürdő nicht nur der ganze Lias, sondern auch noch der untere Dogger bis einschliesslich der Klaus-Schichten vertreten

ist. Die starke Auswalzung verjüngte jedoch diese verhältnismässig weichen Gesteine stellenweise bis zur gänzlichen Auskeilung, wobei gleichzeitig auch die etwa vorhandenen spärlichen Fossilien vernichtet wurden. Diesen Gedanken sprach ich bereits in 1893 aus (Aufnahmebericht 1893, pag. 132) und in dieser Überzeugung verstärkt gebrauche ich auch in der vorliegenden Beschreibung für die Herkulesfürdöer schwarzen Schiefer den Sammelausdruck Lias—Dogger, oder stellenweise, wo es durch die petrographische Impression begründet erscheint, auch die beiden Bezeichnungen Lias und Dogger einzeln für sich.

Erklärung der Profile.

1. Profil, vom Sicelovat bis zum Jelenic Mare: 3 Granit; 4 Verrukano; 5 Rhät—Lias-Quarzitsandstein; 6 Unter- und Mittellias-Tonschiefer; 7 Dogger; 9 Malmkalk.

2. Profil, von der Cserna über den Cozia; 1 Glimmerschiefer mit eingefaltetem Lias Tonschiefer, eventuell als eingezwängter Teil der Decke; 3 Granit; 4 Verrukanofetzen, der wahrscheinlich zur Decke gehört; 6 Unter- und Oberlias-Tonschiefer; 7 Dogger; 9 Malmkalk.

3. Profil, vom Petra Banici auf den Hunka Kamenä; 1 Glimmeriger Gneis, der eventuell zur Decke gehört; 3 Granit; 4 Verrukano (Autochton); 5 Rhät—Lias Quarzitsandstein; 6 Unter- und Oberlias-Tonschiefer; 7 Doggerschiefer; 9 Malmkalk.

4. Profil, von der Cserna auf den Dealul Arsana: 1. Glimmeriger Gneis, der event. zur Decke gehört. Der Gneis des Dealul Arsana ist bereits ein Teil der Boldoven-Decke; 5 Rhät—Lias-Quarzitsandstein; 6 Unter- und Mittellias-Tonschiefer; 7 Doggerschiefer; 8 Diabastuff; 9 Malmkalk.

5. Profil, von der Cserna bis zur Poiana Racheli; 1. Glimmeriger Gneis, der event. bereits zur Decke gehört; 2 Autochtone kristallinische Schiefer des Stogir-Berges; die Gneisgruppe der Pojana Racheli gehört bereits zur Decke; 7 Dogger; 9 Malmkalk.

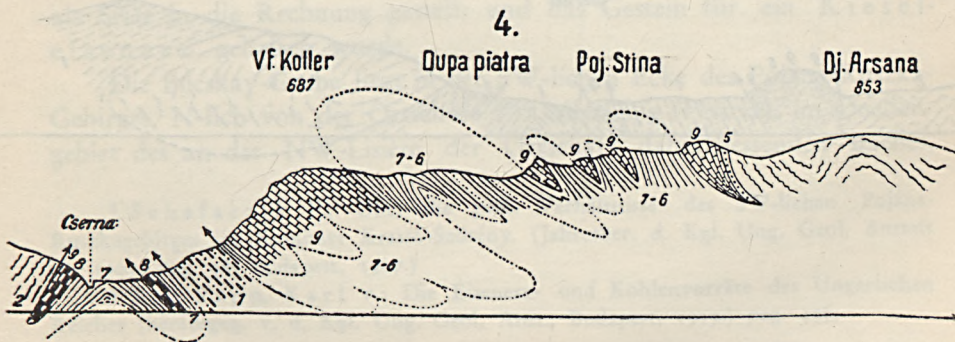
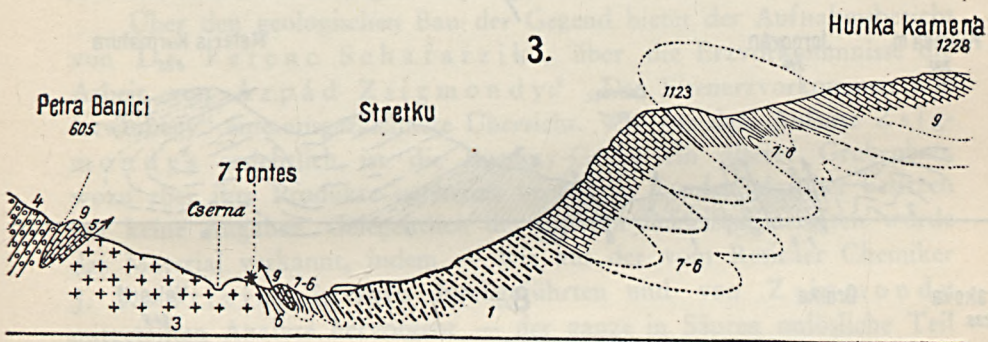
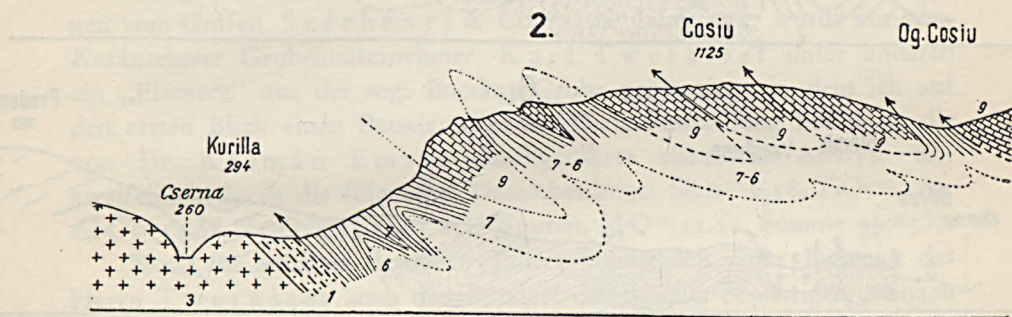
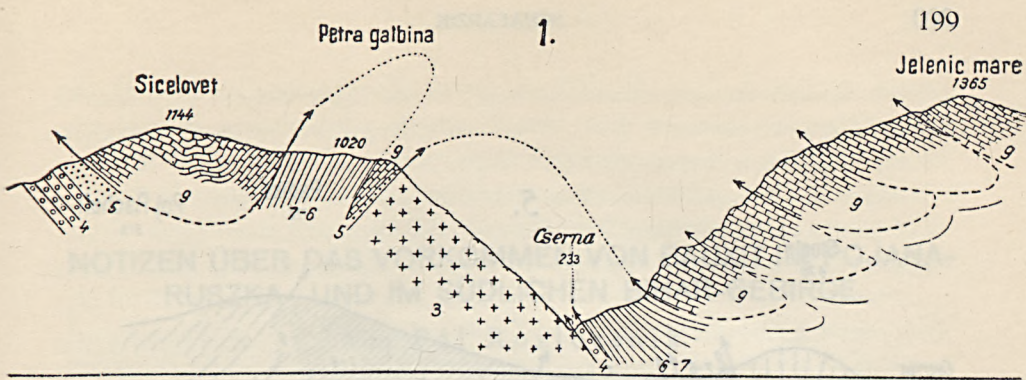
6. Profil, von Börza bis zum Predeal. Der kristallinische Schieferkomplex des Predeal gehört zur Decke; 3 Gepresster Granit; 6 Unter- und Oberlias-Tonschiefer; 7 Dogger, kalkiger Tonschiefer; 9 Malmkalk.

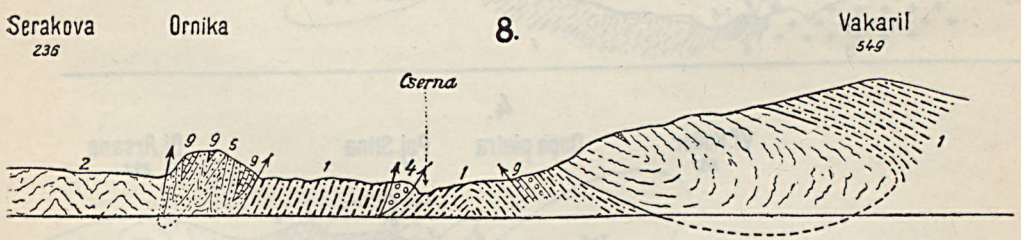
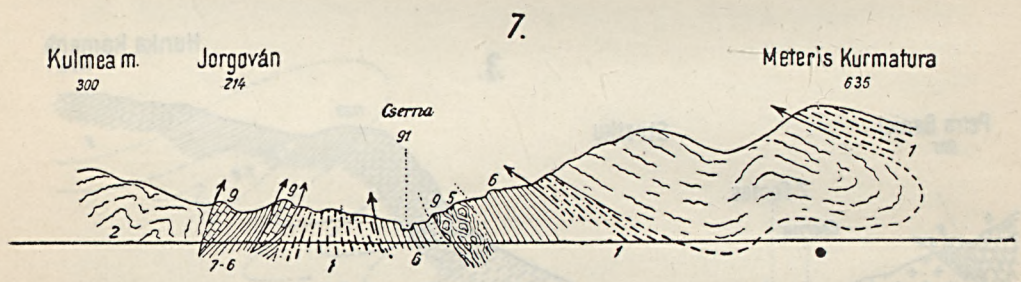
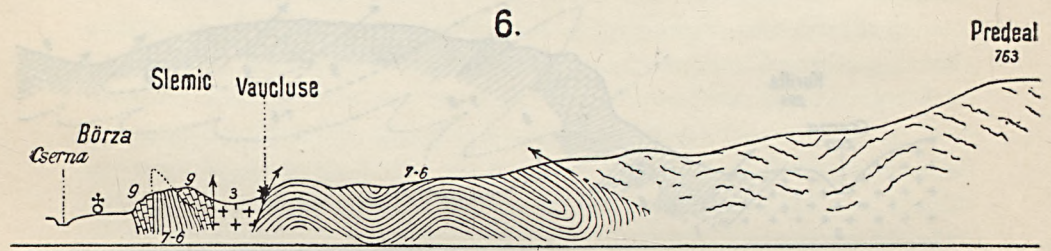
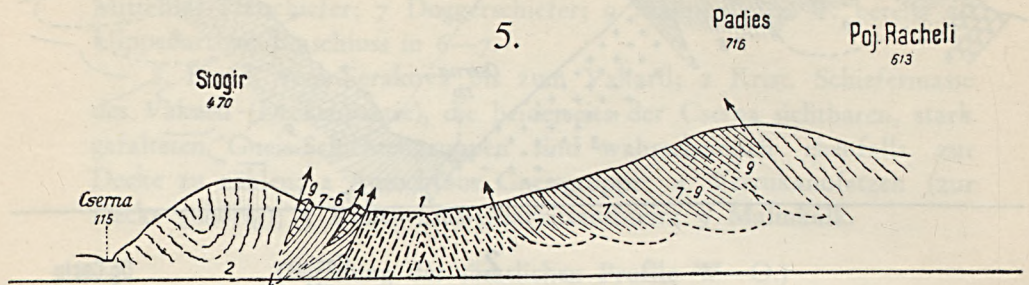
7. Profil, vom Kulmea Mare auf den Meteris: 1. Die ganze krist. Schiefermasse des Meteris (glimmeriger Gneis und darüber Biotitgneis) repräsentiert einen Teil der Decke. Die von der Cserna westlich gelegene, stark gefaltete und vertikal gestellte Partie ist wahrscheinlich gleichfalls

zur Decke zu zählen, wogegen 2 überkippter Gneisgebirgsteil (autochton); 5 Rhät—Lias-Quarzitsandstein als tektonischer Einschluss; 6 Unter- und Mittellias-Tonschiefer; 7 Doggerschiefer; 9 Malmkalk, z. T. bereits als klippenartiger Einschluss in 6—7.

8. Profil, vom Serakova bis zum Vakaril; 1 Krist. Schiefermasse des Vakaril (Deckenpartie), die beiderseits der Cserna sichtbaren, stark gefalteten Gneis-Schichtengruppen sind wahrscheinlich ebenfalls zur Decke zu zählen; 2 Autochtone Gneisgruppe; 4 Verrukanofetzen (zur Decke gehörig); 5 Rhät—Lias-Quarzitsandstein; 9 Malmkalk.

(Richtung der sämtlichen Profile W—O.)





NOTIZEN ÜBER DAS VORKOMMEN VON BAUXIT IM POJANA-RUSZKA- UND IM SÜDLICHEN BIHAR-GEBIRGE.

Von Pál Rozlozsnik.

Gelegentlich eines Besuches der militärischen Leitung der Schürfun- gen vom Grafen Széchenyi & Comp., im Jahre 1917 wurde mir vom Karánsebeser Grubenunternehmer Karl Twerasser unter anderen ein „Eisenerz“ aus der sog. Bocskay-Grube präsentiert, in dem ich auf den ersten Blick einen Bauxit erkannte. Diese Feststellung hat dann die von Dr. Kálmán Emszt durchgeführte chemische Analyse un- zweifelhaft durch die folgenden Daten bestätigt: $\text{SiO}_2=6.58$, $\text{TiO}_2=3.09$, $\text{Al}_2\text{O}_3=54.68$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=23.26$, $\text{CaO}=\text{Spuren}$, $\text{H}_2\text{O}=12.22$, Summe 99.83%.

Noch im Sommer desselben Jahres konnte ich unter Führung des Herrn Twerasser auch den Fundort des Bauxits besichtigen, wonach ich über meine Erfahrungen folgendes berichten kann:

Über den geologischen Bau der Gegend bietet der Aufnahmsbericht von Dr. Ferenc Schafarzik¹, über die Erzvorkommnisse die Arbeit von Árpád Zsigmondy² „Das Eisenerzvorkommen von Istvánhegy“ eine ausgezeichnete Übersicht. Wie aus dem Aufsatz Zsig- mondy's ersichtlich, ist die Bocskay-Grube ein älterer Grubenbau, wozu aber ihre Produkte seinerzeit verwendet wurden, darüber besitzen wir keine Angaben. Gelegentlich der neueren Schürfungsarbeiten wurde das Material verkannt, indem — wie aus der vom Resicaer Chemiker J. Rubrizius in 1910 durchgeführten und von Zsigmondy mitgeteilten Analyse hervorgeht — der ganze in Säuren unlösliche Teil als SiO_2 in die Rechnung gestellt und das Gestein für ein Kiesel- eisenerz gehalten wurde.

Die Bocskay-Grube liegt in der SW-lichen Ecke des Pojana-Ruszka- Gebirges, N-lich von der Ortschaft Krassóbarlang (Pestere), im Quellen- gebiet des an der NW-Lisière der Ortschaft dahinfließenden Baches,

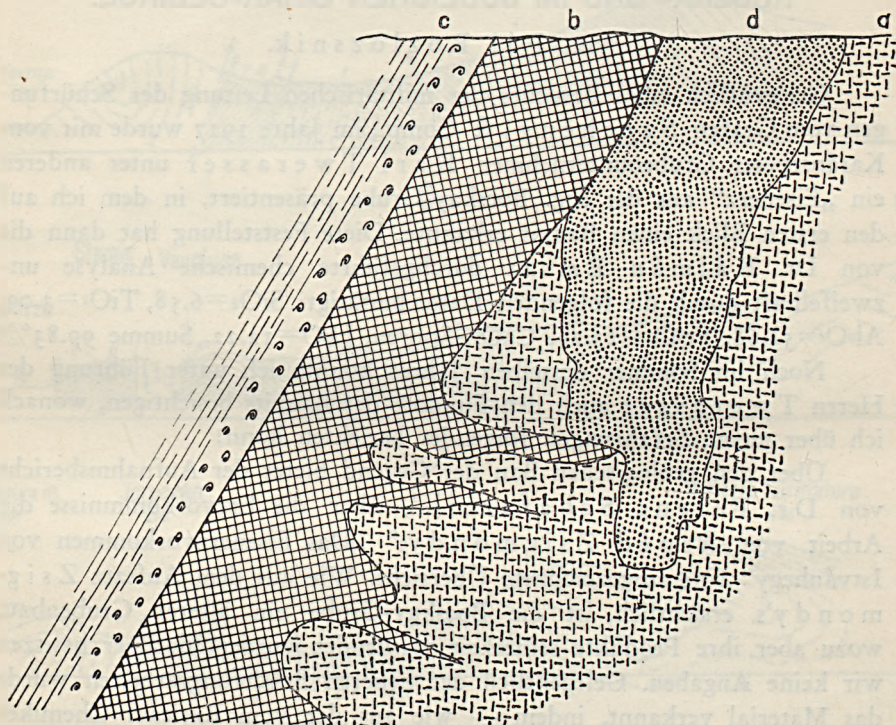
¹ Schafarzik F.: Über die geol. Verhältnisse des SW-lichen Pojana- Ruszkagebirges im Komitate Krassó-Szörény. (Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1905. pag. 98, Budapest, 1907.)

² Siehe Papp, Karl v.: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches (herausgeg. v. d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Budapest, 1919.) pag. 496,



etwas SO-lich von der Höhenkote 410 m der Spezialkarte 1:75.000, in einer Höhe von 390 m ü. d. M.³ Der Grubenbau selbst ist ein abschüssiger, etwa 60 Schritte langer, grösserer Tagbau, der an der Ostseite des Einschnittes den Charakter der Lagerstätte sofort erkennen lässt.

Der 1—2 m mächtige Bauxitkörper fällt unter 60—65° gegen N ein. Gegen den hangenden Sandstein wird er durch eine gerade Fläche



- a = Liegendkreidekalk.
 b = Bauxit.
 c = Hangend Sandstein—Kalkmergelschichten mit Versteinerungen.
 d = Rote, sandige Schotterausfüllung (Neogen).

begrenzt, wogegen er in den liegenden Kalkstein unregelmässige Zapfen entsendet. Die Ablagerungsfläche des Liegendkalkes kann daher im Sinne von Cvijić als eine primäre Karstfläche, resp. ein primäres Karst-Karfeld bezeichnet werden. Was das Alter des Liegendkalkes anbelangt, fand Schafarzik nur solche Korallen (*Cladocora humilis* M. E d w.

³ Dieses Vorkommen ist in der Übersichtskarte Karl v. Papp's (l. cit. pag. 483) ebenfalls eingetragen.

& H a i m e, *Calamophyllia compressa* D'O r b.), die nach K. v. P a p p an Formen erinnern, die für das Turon und Neocom charakteristisch sind. S c h a f a r z i k ergänzt diese Feststellung mit der Bemerkung (l. cit., pag. 105.): „Es ist namentlich die erstere Art, die auf die turonische Stufe der Oberkreide verweist, was mit den bisher bekannten stratigraphischen Verhältnissen der Pojána-Ruszká und der Gegend von Hátszeg gut in Einklang gebracht werden kann.“

Das Alter der hangenden Sandstein- und Kalkmergel-Serie stellt S c h a f a r z i k auf Grund der von ihm gesammelten und durch M ó r i c v. P á l f y bestimmten Exogyren in das Campanien (l. cit., pag. 106). Im unmittelbaren Hangenden der Bocskay-Grube sind zahlreiche Fossilien, grösstenteils Actaeonellen sichtbar, jedoch infolge der gänzlichen Auslösung ihrer Schalen nur in der Gestalt von Steinkernen und Abdrücken. Bei sorgfältigerem Einsammeln könnte vielleicht auch ein entsprechenderes Material zusammengebracht werden, einstweilen wird durch die Häufigkeit des genannten Fossils das campanische Alter der Schichten nur bekräftigt.

In streichender Richtung unmittelbar an den Tagbau anschliessend, sind beiderseits Spuren von Schürfungen zu beobachten, die aber nach dem Material der Halden zu urteilen, keinen Bauxit mehr zeitigten, wonach die Gestalt des Vorkommens — wie es im Bihar-Gebirge der Fall ist — mit einander nicht zusammenhängenden Trogausfüllungen entsprechen dürfte.

Das aufgeschlossene Erz gehört nach der chemischen Analyse zu den roten Bauxiten, lässt sich aber wegen seines hohen Kieselsäuregehaltes zurzeit nicht in rentabler Weise zur Aluminium-Fabrikation verwerten.

Die Kürze der mir zur Verfügung gestandenen Zeit erlaubte mir nicht den Besuch der übrigen, auf Bauxit verdächtigen Stellen, so dass ich hier bloss erwähnen kann, dass die „Kakaosvásza“ genannte Stelle bei Macsova, deren 4.3 m mächtiges Erzlager ebenfalls als Kieseisenstein bezeichnet wurde und bei ähnlichen Verhältnissen des Vorkommens bloss 8—15% Eisen enthält, höchstwahrscheinlich auch ein Bauxit sein dürfte.⁴ (l. c., pag. 498.)

Unter den auf die Erze dieser Gegend bezüglichen und von Z s i g m o n d y mitgeteilten Analysen figurieren — von den sideritisch-ankeritischen Erzen abgesehen — zahlreiche Vorkommnisse von Braun- und

⁴ Nach der Feststellung der Bauxitnatur des Erzes wurden von den Eigentümern an den bauxitverdächtigen Stellen Schürfungsarbeiten unternommen, die ich aber nicht mehr besichtigen konnte.

Roteisenerzen, deren Eisenerzcharakter nicht angezweifelt werden kann. Die Roteisenerze kommen z. T. unter ähnlichen geologischen Verhältnissen vor, wie die Bauxite.

In dem vom Osthang des Dealul Micu kommenden, grossen Neben graben des neben Krassóbarlang gegen O fliessenden Sinova-Baches lässt sich ausser dem Liegendkalk eine kleinere, dann eine grössere Synklinale der hangenden Sandstein-Schieferserie beobachten. Am N-lichen Kalksteinkontakt der kleineren und an beiden der grösseren Synklinale liegen an den Halden verfallener Schürfungen Stücke von Roteisenerz herum. Ähnliches beobachtete Zsigmondy im „Jegyira“ genannten Abschnitt des Sinova-Tales, wo er auf der Halde eines in der Nähe der Kalksteingrenze befindlichen, aber gleichfalls bereits eingestürzten Stollens einen feinkörnigen, roten Sandstein fand; das separierte Erz enthielt 44% Eisen. (l. c. pag. 498.)

Diese Angaben lassen trotz ihrer Lückenhaftigkeit unzweifelhaft erscheinen, dass die auf der einstigen Kalkoberfläche angesammelten Laterit-Bauxit und Laterit-Eisenerz-Anhäufungen durch die transgredierende Sandstein-Schieferserie überlagert und auf diese Weise gegen die weitere Abschwemmung geschützt wurden, so dass sie nach diagenetischer Umwandlung als Bauxit- resp. Roteisenerztröge und Linsen erhalten blieben.

Das Bauxitgebiet von Aranyosszohodol.

Die am Südrand des Bihar-Gebirges und des Gyaluer Hochgebirges transgredierenden oberkretazischen Grundkonglomerate und Sandsteine fallen häufig durch ihre lebhaft rote Färbung auf, welcher Umstand stellenweise auch zu Schürfungen nach Eisen Veranlassung gegeben hat. In der Gemarkung der Ortschaft Nagyoklos steigt z. B. der Eisengehalt dieser Sedimente nach der Mitteilung von Herrn Ö. Harmath bis 18%. Reine Bauxitvorkommnisse sind auch hier an solchen Stellen anzutreffen, wo die oberkretazischen Sedimente, wie es bei Aranyosszohodol der Fall ist, über den kalkigen Dolomit transgredierte.

Die Szohodoler Bauxite haben früher ebenfalls Eisenerzschürfungen veranlasst und zuletzt war die Gemarkung der Ortschaft durch den Abrudbányaer Insassen S. Szodán mit Freischürfen belegt. Der Bauxitcharakter des Erzes wurde hier, wie es scheint, von Dr. Schöppe erkannt, der dieses Gebiet in 1909 durchforschte. Soviel steht fest, dass in der 1917-er Ausgabe des „Magyar Bányakalauz“ aus der Gegend von Topánfalva bereits zwei Aluminium- und Eisenerz-Schürfungskomplexe erwähnt werden, von denen das in den Gemarkungen der Ortschaften

Aranyosszohodol und Kisponor gelegene sich im Besitz des Berliner Insassen Dr. L. Wohl befand. Nach meinen Informationen gelangte das Schürfungsrecht in neuerer Zeit in den Interessenkreis der Englisch-Österreichischen Bank.

Es war mein alter Wunsch, die Verhältnisse dieser Bauxitvorkommen kennen zu lernen und so nahm ich im Frühjahr 1917 in Abrudbánya verweilend, mit Freuden den Vorschlag Herrn S. Szodán's an, mit ihm die in Frage kommenden Stellen zu besuchen.

Über die geologischen Verhältnisse des genannten Gebietes orientieren das von der Kgl. Ung. Geol. Anstalt herausgegebene, auf Grund der Aufnahmen Móric v. Pálffy's in 1905 fertiggestellte geologische Kartenblatt (Abrudbánya, Zone 20, Kolonne XXVIII) und die dazugehörige Erläuterung,⁵ in welcher letzterer auch die auf diese Gegend bezügliche Bibliographie angeführt wird. Von den seither erschienenen Arbeiten verdient noch die detaillierte Studie Dr. W. Schöppe's über den Eisenmanganzug am Aranyos Fluss erwähnt zu werden.⁶

Nach der Ansicht Pálffy's transgredieren W-lich von Topánfalva die oberkretazischen Schichten über die der mittleren Gruppe der kristallinen Schiefer einbezogenen kristallinisch-körnigen Kalksteine. Demgegenüber gelangte Schöppe auf Grund seiner neueren Untersuchungen zu der Auffassung, dass hier mesozoische (kretazische oder oberjurassische) Kalksteine vorliegen, die ihre kristallinisch körnige Tracht einer von Tiefengesteinen verursachten Kontaktmetamorphose verdanken würden; die Mitteilung seiner diesbezüglichen Beweise verschiebt er jedoch auf eine spätere Gelegenheit. Ich kann dieser Ansicht Schöppe's, nachdem ich Gelegenheit hatte, auf dem benachbarten Blatt (Vaskóh-Nagyhalmágy) die Fortsetzung des kristallinen Kalksteinzuges eingehender zu studieren,⁷ überhaupt nicht beipflichten. Abgesehen davon, dass die Annahme der Tiefengesteine rein hypothetisch ist, konnte ich, wo die Tiefengesteine der Granodioritreihe — die hier einzig in Betracht

⁵ Pálffy M.: Die Umgebung von Abrudbánya (Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Länder der Ungarischen Krone, herausg. v. d. Kgl. Ung. Geol. Anst.). Budapest, 1908.

⁶ Schöppe, Willi: Über kontaktmetamorphe Eisen-Mangan-Lagerstätten am Aranyos-Flusse in Siebenbürgen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, pag. 300.)

⁷ Rozlozsnik, P.: Die geol. Verhältnisse des S-lichen Teiles des Bihar-Gebirges zwischen Nagyhalmágy und Felsővidra. (Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1906, pag. 78, Budapest, 1908.) In diesem Bericht war ich der damaligen Auffassung des Szepes-Gömörer Erzgebirges entsprechend geneigt, den körnigen Kalkstein für metamorphes Karbon zu betrachten.

kommen — tatsächlich auftreten, überall beobachten, dass ihrer Kontaktmetamorphose auch die transgredierenden oberkretazischen Sedimente unterworfen waren, was sich aber an der oberen Kreide von Aranyoszohodol nicht nachweisen lässt.

Der körnige Kalkstein verdankt daher seine kristallinische Struktur regionalmetamorphen, nicht aber kontaktmetamorphen Einwirkungen und die Verwechslung dieser beiden Vorgänge führte Schöppe auch bei der Erklärung des Zustandekommens des Eisen—Mangan-Zuges zu irrigen Resultaten. Ich halte den strittigen körnigen Kalkstein für ein altes, paläozoisches Sediment, das die Metamorphose der variscischen (vorpermischen) Karpaten mitmachte. P o s e p n y schlug für diese sehr verbreitete Bildung schon vor längerer Zeit den Namen „Basturnische Formation“ vor.

Die beiden in Rede stehenden Bauxitvorkommnisse liegen an der Nordseite der V. Sachii und V. Bercului genannten beiden Ursprungsäste des Aranyoszohodoler Tales, SO-lich vom D. Ratici-Gipfel (1124 m).

P á l f y's Karte weist hier einen gegen S vorspringenden Sporn des zusammenhängenden Kalksteinzuges auf. Auf diesem verkarsteten Kalk sind verstreute Bauxitstücke keine Seltenheit. Anstehend sah ich den Bauxit SO-lich von der Kote 783 m des V. Sachii-Tales, unweit des Südrandes einer grösseren Lichtung des Hanges, in einer Höhe von nahezu 950 m, wo er in einem 28 Schritte langen Schurf aufgeschlossen war. Hangendschichten sind hier keine vorhanden und im Umkreis des Vorkommens ist nur körniger Kalkstein zu beobachten. Die Ausdehnung des Bauxits lässt sich infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht feststellen. Die Zusammensetzung einer Durchschnittsprobe ist nach der Analyse von Dr. K á l m á n E m s z t in der I. Zeile der nachstehenden Tabelle veranschaulicht.

Nördlich von diesem Vorkommen, am Westrand der Lichtung ist in einer Höhe von etwa 1000 m ein zweiter, 21 Schritte langer Bauxit-ausbiss anzutreffen. In seinem Umkreis sind die Hyppuritenkalke und an Fossilien reichen sandigen Tone des Gosau wahrzunehmen, während in einem der Schurfstollen an der Basis des Bauxits körniger Kalkstein festgestellt werden konnte. Der fossilienführende Ton erhält durch Beimischung von Bauxitmaterial mitunter eine rote Farbe, welcher Umstand die Lagerung des Bauxits an der Basis des Gosau und im Hangenden des körnigen Kalkes trotz der Spärlichkeit der Aufschlüsse unzweifelhaft verrät. Auf die hier gesammelte Durchschnittsprobe bezieht sich die Analyse II, die gleichfalls von E m s z t durchgeführt wurde.

Zusammensetzung von Bauxiten aus Aranyosszohodol:

Nummer der Probe	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O	Summe
I.	11.95	21.49	51.97	2.99	12.94	99.84
II.	8.79	23.36	51.92	2.63	12.99	99.69

Wie aus den Analysen ersichtlich, ist der durchschnittliche Kieselsäuregehalt dieser Bauxite so hoch, dass sie zur Fabrikation von Aluminiumhydrat nicht verwendet werden können. Der hohe Kieselsäuregehalt stammt teilweise von den schon mit freien Augen erkennbaren Muskovit-schuppen, Quarzkörnern und anderen Einschlüssen. Es bleibt eingehenderen Untersuchungen vorbehalten, zu entscheiden, ob man unter Weglassung einzelner glimmerreicherer Schichten nicht ein entsprechendes Material gewinnen könnte.

Aus obigen Ausführungen folgt, dass der Bauxit auch in dieser Gegend keine zusammenhängende Schicht, sondern bloss einzelne isolierte Nester bildet. Sein Vorkommen erklärt die rote Färbung des oberkretazischen Grundkonglomerats durch die Beimischung des alten Lateritmaterials. Die an solchem Zement reicheren Konglomerate gaben auch Veranlassung zum Schürfen auf Bauxit, so z. B. auch N-lich von Topánfalva, im unteren Abschnitt des V. Bisztruj-Tales. An dieser Stelle wurde — wie ich mich bei einer anderen Gelegenheit überzeugen konnte — durch die Schürfungen des Abrudbányaer Einwohners Muntean am Südufer des von der Kote 591 m des Tales gegen W verlaufenden, kleinen Nebengrabens dieses Konglomerat aufgeschlossen, das aber hier nicht auf körnigen Kalk, sondern auf phyllitische Gesteine transgrediert. Einen praktischen Wert besitzen diese Gesteine natürlich nicht.

Mit dem beschriebenen identische Vorkommnisse des Bauxits sind auch von den Alpen bekannt, wie z. B. neben Wienerneustadt, zwischen Wöllersdorf und Dreistätten, wo an der Basis der Gosauschichten ein Bauxit von ähnlicher Qualität vorkommt (Al₂O₃ = 33.52%, Fe₂O₃ = 12.31%, SiO₂ = 6.30%) und früher zur Herstellung von Aluminiumsulfat verarbeitet wurde.⁸

Diese Vorkommnisse weisen darauf hin, dass unter dem tropischen Klima des Mesozoikums an den Festländern stellenweise eine lateritisch-hydratische Verwitterung stattgefunden hat, deren Produkte unter günstigen Umständen, z. B. auf Kalkstein, wo sie sich nicht mit anderem terrestrischem Detritus vermischen, in ihrer ursprünglichen Reinheit er-

⁸ Dr. Hintze, Karl: Handbuch der Mineralogie, Bd. I, pag. 1956, Leipzig, 1910.

halten blieben, dort aber, wo sie mit fremdem Material, z. B. Schotter, Sand etc. zusammentrafen, die lebhaft rote Farbe dieser Gesteine verursachten. Es wäre durch weitere Untersuchungen zu entscheiden, ob am Westrand des Siebenbürgischen Beckens, die an der Basis des Eozäns lagernde untere, bunte Sedimentreihe, gleichfalls durch ein ähnliches lateritisches Material gefärbt wurde? Besondere Aufmerksamkeit verdienen jene Stellen, wo derartige Schichten auf Kalkstein transgredieren. So schreibt z. B. A. v. K o c h über den unteren bunten Sedimentkomplex der Umgebung des Ortes Alsóháza folgendes:⁹ „In der Ausbildung weichen sie insofern von den bunten Thonschichten des nördlicheren Gebietes ab, dass hier die Schichtbänke von groben Sandsteinen und Conglomeraten dem Thone gegenüber vorherrschend werden. Der Eisengehalt kann sich stellenweise dermassen konzentrieren, dass wirkliche Eisenerz-Nester entstehen. Solche aus Hämatit und Limonit bestehende Nester beobachtete ich bei Macskakő, neben der Felsschlucht des Almásbaches, wo derartige Nester an der Grenze des krystallinischen Kalkes vorkommen und die Eisenerzstücke in grosser Menge auf den Äckern herumliegen.“ Diese Feststellungen K o c h's scheinen ebenfalls meine oben ausgeführte Annahme zu bekräftigen.

⁹ K o c h A.: Umgebung von Torda (Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Länder der Ung. Krone, herausgeb. v. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Budapest, 1890).

GEOLOGISCHE NOTIZEN AUS DEN BIHAR- UND BÉLER- GEBIRGEN.

(Bericht über die geologischen Aufnahmen im Jahre 1919.)

Von Dr. M ó r i c v. P á l f y.

Im Sommer des verflossenen Jahres besuchte ich drei Gebiete der Bihar- und Béler-Gebirge aufs neue. Das erste war das Gebiet der Decke von Bél, am Westabhang des Bihargebirges zwischen dem Bulcer Bruch und Mézged, das zweite der an das Aranyos-Tal stossende, schuppenförmige Teil des Biharer Kalkplateaus, das dritte erstreckte sich auf die mesozoische Schuppe von Tárkányka.

Auf dem Gebiet der Decke von Bél konnte ich die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse der aus zwei übereinander geschobenen Falten aufgebauten Fericseer Magura, sowie den Kontaktzug studieren. Auf diesem Gebiet spielen nämlich die verschieden alten, schieferigen Kontaktgebilde eine sehr grosse Rolle, die durch die Kontaktwirkung einander so gleich wurden, dass sie auf petrographischer Grundlage kaum von einander unterschieden werden können, ihre organischen Einschlüsse wurden aber durch die Kontaktwirkung vollkommen vernichtet. Diese schieferigen Bildungen zählte ich anfangs zum mittleren und oberen Lias und hielt sie für die nördliche Fortsetzung der zur Biharer Fazies gehörigen Liasschichten des Batrina-Plateaus, von dem sie nur durch das Tal der Bulc getrennt werden. Später erbrachten dann die in den weniger metamorphosierten Partien der Fericseer Magura gefundenen Kössener Fossilien den Nachweis, dass in diesen Kontaktbildungen auch die Kössener Schichten vertreten sind, die aus der Biharer Fazies gänzlich fehlen. Ihre Anwesenheit bringt die Kontaktschiefer und Mergel mit dem Béler Gebirge in nähere Verwandtschaft.

Gegen Ende meiner Aufnahmen im Jahre 1915 fand ich in der Umgebung von Keresztély über den Kössener Schichten ganz normal erhaltene Schiefer- und Mergelschichten in einer Mächtigkeit von über 100 m, die mit denen vollkommen übereinstimmten, die wir im Béler-Gebirge, im Hangenden der auf die Kössener Schichten gelagerten, mittelliassischen, roten, krinoidenhaltigen und brecciösen Kalksteine angetroffen, und auf Grund ihrer spärlichen Ammoniten in die Schichtenserie zwischen Lias und Malm eingereiht hatten.

In der Umgebung von Keresztély kamen aber darin keinerlei Fossilien vor und auch auf die Anwesenheit des mittleren Lias verwies bloss eine dünne, rötlichgraue Mergelschicht, deren ursprünglich brecciöses Gefüge nur mehr undeutlich erkannt werden konnte. Ich schloss hieraus darauf, dass diesem Mergel- und Schieferkomplex auf dem Gebiet der Decke von Bél innerhalb der Kontaktbildungen eine grössere Rolle zu fallen dürfte. Es gelang mir dann auch, diese Frage an mehreren Stellen zu klären, indem ich auf der Fericseer Magura, im Vale Mare bei Bondonaszó und im Tal des Bordaer Baches aus diesen Mergeln einige Belemniten sammelte. In den Tälern des Bordaer Baches (Vale Barzi) und des V. Hizeului fand ich auch die fossilführenden Kössener Schichten vor, über denen graue, mergelige Krinoidenkalke folgten. Auf diese Kalksteine lagert sich dann der belemnitenführende Mergel. Neben der grossen Ähnlichkeit dieser Mergelschichten mit jenen des Béler-Gebirges, verweisen auch die Belemniten unverkennbar darauf, dass wir es hier mit derselben Schichtengruppe zu tun haben, die wir im Béler-Gebirge in den Lias-Malm eingereiht hatten, während wir die darunter folgenden Krinoidenkalke mit den mittelliassischen Krinoidenkalken des Béler-Gebirges vergleichen können, obzwar sie von den letzteren sowohl in ihrer Fazies, wie auch durch ihre geringen Dimensionen abweichen.

Ausser den Kössener- und Lias—Malm-Mergeln gelang es mir auch noch einen anderen, tiefer als die Kössener Schichten gelegenen, aus schieferigen Gesteinen bestehenden Horizont zu erkennen. Diesen identifiziere ich mit jenem mergeligen, schieferigen Horizont der Gegend von Mézged und Biharrosa, der auf Grund seiner Fossilien in die Karnische Stufe gestellt werden muss. Hier sind jedoch solche dunkelgraue Kalksteinschichten, wie in der Gegend von Mézged, nicht dazwischen gelagert. Die mergelschieferigen Schichten dieses Horizontes unterscheiden sich oft — besonders wenn sie metamorphosiert sind — durch nichts von den Kontaktmergeln des Lias—Malm-Komplexes. Diese in die Karnische Stufe einzureihenden Mergel konnte ich auf der Fericseer Magura, sowie an den Abhängen des Bihar-Gebirges an mehreren Stellen ausscheiden.

Meine Beobachtungen im Schuppengebiet von Aranyosfő beschränkten sich auf kleinere Detailfragen.

Wichtigere neue Daten lieferte das Studium der mesozoischen Schuppe von Tárkányka. In einem meiner älteren Berichte (vom Jahre 1912) wies ich darauf hin, dass im Béler-Gebirge drei nahezu N—S-lich verlaufende Permzüge zu unterscheiden sind. Der I. bildet den Hauptgrat des Béler-Gebirges und auf diesem lagert die Hauptmasse des Mesozoikums. Der II. ist am östlichen Teil des Béler-Gebirges, in normaler

Lage, längs einer langen Linie auf das Mesozoikum des I. Zuges überschoben. Der III. liegt östlich des aus dem Tal des Varatyek-Baches in das Tárkánykaer Tal hinüberziehenden Mesozoikums und ist in Gestalt einer umgelegten Falte von O her schuppenförmig auf das Mesozoikum von Tárkányka überschoben. Das zwischen den II. und III. Zug eingeklemmte Mesozoikum ist als zum II. gehörig anzufassen, indem seine tiefsten Schichten im Varatyek-Tal unzweifelhaft auf dem zum II. Zug gehörigen Quarzitsandstein liegen. Im Tárkánykaer Tal erlitt jedoch auch das Liegende des Mesozoikums eine grössere Störung, indem auch dieses schuppenförmig auf den Quarzitsandstein des II. Permozuges überschoben ist.

Schuppenförmige Überschiebungen kommen auch im Mesozoikum selbst vor; die grösste derselben verläuft über den Gipfel des Lapytest ungefähr in N—S-licher Richtung, wo der Kalkstein vom Wengener Typus auf die Kössener Schichten und auf die Lias—Malm-Mergel überschoben ist u. zw. so, dass die im allgemeinen gegen O einfallenden Kössener Schichten längs der Überschiebung zurückgebogen sind und in der auf diese Weise zustande gekommenen Synklinale ein kleiner Rest des Lias—Malm-Mergels erhalten blieb. In ähnlicher Weise sind die Schichten auch unterhalb der Überschiebungsfläche des III. Permozuges zurückgebogen.

Die Ausbildung des Tárkánykaer Mesozoikums stimmt weder mit dem Hauptzug des Béler-Gebirges, noch mit der Béler-Decke des Bihar-Gebirges genau überein, sondern steht in der Mitte zwischen denselben und zeigt — wenigstens hinsichtlich der höheren Triassschichten — auch eine enge Verwandtschaft mit den Bildungen des Plateaus von Vaskoh.

Eine gemeinsame Ausbildung zeigt der Kalkstein vom Wengener Typ im Hauptzug des Béler-Gebirges und in der Decke von Bél; darüber folgt im Hauptzug des Béler-Gebirges der auf Grund seiner stratigraphischen Lage in die Karnische Stufe gestellte, zuckerkörnige Dolomit. In der Tárkánykaer Schuppe folgen über dem Kalkstein vom Wengener Typ mit zuckerkörnigem Dolomit wechsellagernde, weisse und rotgefleckte Kalksteine, in denen stellenweise solche Gyroporellen, Brachyopoden und Gastropoden vorkommen, auf Grund derer diese Schichten am besten noch mit den Sect. Cassianer-Schichten parallelisiert werden können. Über dieser Schichtengruppe folgt ein gut geschichteter, lycodusartige, dickschalige Muscheln enthaltender Komplex. Die dolomitischen und kalkigen Schichten stimmen hinsichtlich ihrer Position und z. T. auch ihrer Fauna mit jener, aus Kalkstein und dolomitischem Kalkstein bestehenden Schichtengruppe überein, die am Plateau von Vaskoh an der

Basis der Lycoduskalke anzutreffen ist und aus der mein Kollege Rozlozsnik (bei Kolafalva) eine Sct. Cassianer Schnecken- und Muschelfauna von selten schöner Erhaltung sammelte.

Innerhalb der Schuppe von Tárkányka stelle ich die dunkelgrauen, in einzelnen Bänken viele Ostreaen und Korallen enthaltenden Kalke in das Norikum. Die obersten Bänke des Kalksteins gehen jedoch in die Kössener Schichten über, aus denen es mir gelang, unter anderen die typischen Kössener Formen: *Terebratula pyriformis* S s s., *T. gregeria* S s s., *Waldheimia norica* S s s., *Rhynchonella subimosa* Sch a f h., *Rh. fissicostata* S s s., *Rh. coenigera* Sch a f h., *Spirigera oxicolpus* E m m. sp., *Dymiodon intusstriatum* E m m. sp. etc. zu sammeln. Auffallend ist es jedoch, dass in Gesellschaft dieser Arten auch an die Sct. Cassianer Schichten erinnernde Muscheln vorkommen. Besonders häufig sind die Mysidiopteren, die meines Wissens bisher noch nirgends in den Kössener Schichten angetroffen wurden. Von diesen Petrefakten stehen einige den Sct. Cassianer Arten ausserordentlich nahe und können sogar — wenn man die Merkmale der Arten nicht allzu rigoros nimmt — mit den letzteren identifiziert werden. Namentlich: *Mysidioptera ornata* Salom. var. *lombardica* Bitt n., *M. cf. vixcostata* Stopp. sp., *M. cf. costata* Bitt n., *Gervilleia angusta* G p. var. (?) *major* Bitt n., *Nucula expansa* Wism. etc.

Auf das Norikum verweisende Fossilien fand ich im Gebiet der Tárkánykaer Schuppe im Köszvényeser Tal, im Hangenden der weissen und rotgefleckten Kalksteine, von wo *Halobia norica* Mojs., *Spirigera hofmanni* Bitt n., *Rhynchonella árpádica* Bitt n. var. nova etc. zum Vorschein kamen.

Auch diese Ausbildung der Kössener Schichten zeigt eine nähere Verwandtschaft mit der Béler-Decke des Bihar-Gebirges, als wie mit den Kössener Schichten des Hauptzuges von Bél, die der Karpatischen Fazies entsprechen. Auch die über den Kössener Schichten folgende Gruppe der Mergelschiefer nähert sich eher der Decke von Bél und ist in die Lias—Malm-Mergelgruppe einzureihen. Während nämlich im Hauptzug des Béler-Gebirges über den Kössener Schichten überall der rote Brachiopodenkalk des mittleren Lias anzutreffen ist, fehlen diese Kalke in der Tárkánykaer Schuppe ebenso, wie auch in der Béler-Decke des Bihar-Gebirges vollkommen. Der graue Krinoidenkalk, den ich aus dem Bordás-Bach als den Repräsentanten des mittleren Lias anführte, weicht hinsichtlich seiner Fazies vom mittleren Lias des Hauptzuges vom Béler-Gebirge sehr erheblich ab.

DIE UMGEBUNG DES VULKAN-BERGES BEI BUCSESD IM KOMITAT HUNYAD.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Prof. Dr. K a r l v. P a p p.

In den Monaten Juli und August 1917 setzte ich in der Gesellschaft des Sekretärs der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Herrn L. v. M a r z s ó zwischen Maros und Kőrös meine seit siebzehn Jahren durchgeführten geologischen Aufnahmen fort. Kartiert wurde die W-liche Hälfte des Kartenblattes Zone 21, Kolonne XXVIII, NW im Massstab 1:25.000, in den Gemarkungen der Ortschaften Bukuresd, Cerecel, Kristyor, Zdrapc, Mihelény, Bucsesd, Bleseny, Vulkán, Felsőzsunk, Pottingány, Valeabrád und Brád. Die Bildungen des in Rede stehenden mittelhohen Berglandes sind in der Reihenfolge von den ältesten gegen die jüngeren die folgenden:

1. Augitporphyrit. Es ist dasselbe Gestein, das ich früher unter einem verallgemeinernden Sammelnamen nach G e o r g P r i m i c s und M ó r i c v. P á l f y Melaphyr nannte. Die Frage des Melaphyrs, Augitporphyrits und Diabases wurde durch die petrographischen Studien Z s i g m o n d v. S z e n t p é t e r y's vollkommen geklärt. Wie im Westen, am Rand des Drócsa-Gebirges zwischen Soborsin und Kazanesd die meso-effusive Masse des Diabases und Gabbros das älteste Gestein repräsentieren, wogegen der Granit, Porphyry und der Diorit Produkte einer jüngeren Eruptionsserie sind, desgleichen sind auch im Osten, am Rand des Erzgebirges der gabbroide Diabas und der Augitporphyrit die ältesten Gesteine, während der hier spärlichere Quarzporphyry bereits aus jüngeren Spaltvulkanen her stammt und in longitudinalen Gängen auftritt. Das vorherrschende Gestein der Gegend ist zwischen den Ortschaften Zdrapc, Mihelény, Felsőzsunk und Valeabrád der Augitporphyrit und seine eruptive Breccie. In besonders schönen Aufschlüssen ist er N-lich von Valeabrád in dem gegen Pottingány führenden Tal, das unter dem Namen Valea Gavrilesty bekannt ist, sowie auch in dem von diesem gegen O abzweigenden Valea Dreapta-Tal sichtbar. Gegen Mihelény den 500 m hohen Grat überschreitend, erhält das Gestein am Kamm den Charakter eines Diabasporyhyrits.

2. Olivindias. Westlich von Mihelény, an den Hängen des

684 m hohen Cerecel, wird das Gestein olivinhaltig. Wahrscheinlich von hier stammt auch das von Kürthy-Primics in 1876 beschriebene Gestein her, das von Zsigmond v. Szentpétery¹ aus der Ortschaft Michaleni als Gabbrodiabas bestimmt wurde. Olivindiabas ist S-lich von Pottingány, in der Klamm des Valea Gavrilesty anzutreffen. In der Tiefe des durch die Kote 412 m gekennzeichneten Tales liegen fassgrosse Blöcke umher, die durch ihre lebhaft grüne Farbe sehr von den Gesteinen des um 40—50 m höher gelegenen Weges abstechen. Die letzteren treten in gelblichgrünen, in Serpentinisierung begriffenen Flecken hervor.

Sowohl der Augitporphyrit (1), wie auch der Olivindiabas (2), stellen gesunkene Gebirgsteile dar, die von Tümpeln mit Wasservegetation bedeckt sind. Die Vertiefungen weckten auch die Phantasie des Volkes. Bei der Kote 475 m, neben der Kirche von Pottingány, hatte der Pope das Kreuz des alten Turmes in die Erde gesteckt und dieser Ort ist seither als „Die versunkene Kirche von Pottingány“ ein berühmter Wallfahrtsort.

3. Quarzporphyr. Dieses Glied der mesoeffusiven Gesteinsreihe ist jünger, als der Diabas und der Augitporphyrit, weil er diese in der Form von Spaltvulkanen durchbrach. Das Tal von Valeabrád wird zwischen der östlichen Kote 465 m und der westlichen Kote 466 m in einer Länge von etwa 2 km durchkreuzt. Auch in der Biegung der Valea Dreapta ist Quarzporphyr anzutreffen, u. zw. ebenfalls als felsitisches effusives Gestein von linearer Ausdehnung.

4. Oberjurassischer Klippenkalk. Die Krone der Klippen des Siebenbürgischen Erzgebirges ist der Vulkán² von Blesenye, der mit seinem an der Grenze der Komitate Hunyad und Alsófehér 1266 m ü. d. M. emporragenden Gipfel das ganze Erzgebirge beherrscht. Er überragt mit seinen steilen Wänden um mehrere hundert Meter die Karpatensandsteine seiner Umgebung, aus deren sanft gewelltem Gelände er sich mit seinen zerrissenen Zinnen, wie eine Insel erhebt. Der längere Durchmesser des Vulkan beträgt in NW—SO-licher Richtung 2.5 km, der kürzere senkrecht dazu 1.5 km; sein etwa 3 km² messendes Areal zeigt eine ovale Form. Der tiefste Punkt des Kalksteins liegt im Westen bei 830 m, der höchste im Osten bei 1264 m, so dass die Masse des Kalksteins allein 434 m ausmacht. In Wirklichkeit ist der Vulkán eine hohe Kalkklippe, deren Plateau gegen SW einen schartigen Hang aufweist. Der Rücken der Klippe liegt um 1000 m; aus diesem kleinen Plateau ragen einzelne

¹ Szentpétery, Zs.: Die Eruptivgesteine der Drócsa und des Siebenbürgischen Erzgebirges. (Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1916, pag. 367, Budapest, 1918.).

² Vulk ist ein südslavisches Wort und bedeutet Wolf.

höhere Felsen empor, anderseits vertiefen sich kleine Dolinen in seine Oberfläche. Die Klippe ist von Karpatensandstein umgeben und aus ihrer Basis brechen kalte Quellen hervor. Die steil abgebröckelten Kalkwände werden vom Gehängeschutt bedeckt, der die unmittelbare Grenze zwischen Kalk- und Sandstein verhüllt.

Wir waren bisher der Meinung, dass die Kalkklippe des Vulkán unmittelbar aus dem Karpatensandstein hervorrage, und dass in ihrem Liegenden der Diabastuff — das gewöhnliche Liegende der meisten Kalkklippen — fehlt. Im verflossenen Sommer gelang es mir dann, am Südostfuss des Vulkán, zwischen den mit den Koten 837 m und 831 m bezeichneten Quellen den Quarzporphyr vorzufinden. Ob die Kalkklippe in schwebender Lage auf dem Karpatensandstein sitzt, oder am Trappsockel ruht und vom Sandstein bloss umgeben wird, ist eine Frage, deren Beantwortung von den weiteren Studien zu erwarten ist.

Die Kalkwand des Vulkán zeigt Bänke mit zwischen $15-65^{\circ}$ wechselndem Einfallen, das im Westen und Süden unzweifelhaft gegen NO gerichtet ist, wogegen in den Nordostwänden unter 30° gegen SO einfallende Bänke hervortreten. Die Klippe des Vulkan stellt demnach eine flache Synklinale dar, die einem in die Höhe gehobenen Teller mit ausgebrochenem Rand ähnlich ist. Am meisten hat er von der Erosion an der Nordseite gelitten, von wo er auch am leichtesten zu erklimmen ist. An dem vom Norden heraufführenden Weg, zwischen den Klippen 965 m und 1131 m enthält er eine reiche Fauna. Aus den in den Hohlweg herabgerollten Stücken lassen sich Reste von *Stromatopora*, *Ellipsactinia* und *Cladophyllia*, sowie auch Durchschnitte von *Nerinea* und *Diceras* reichlich sammeln, was unzweifelhaft auf oberen Jura verweist.

5. Unterkretazisches, kalkiges Konglomerat. Es ist am schönsten in dem von Bucsesd auf den Vulkán führenden Hohlweg aufgeschlossen. In der Talenge unterhalb des Scieturilor, in der bei 428 m gelegenen Biegung ist als tiefste Bildung der Augitporphyrit aufgeschlossen, der das Tal in einer etwa 500 m breiten Zone durchquert.

Dieser emportauchende Gesteinsrücken wird sowohl im Norden, wie auch im Süden durch steil einfallendes Konglomerat überlagert, das den Melaphyrkern in der Gestalt einer Antiklinale umwölbt. Die Achse der Antiklinale verläuft von SO gegen NW, der Gesteinskern bleibt aber hinter dem Rücken des Vurvu Negri (979 m) bereits in der Tiefe. Das kalkige Konglomerat ist samt dem darüber lagernden, schieferigen Sandstein vielfach gefaltet. Dasselbe Gestein ist auch am S-lichen Felshang des Vulkán anzutreffen. Ich stelle es als tiefstes Glied des Karpatensandsteins in die untere Kreide.

6. **Unterkretazischer Karpatensandstein** ist in typischer blätteriger Ausbildung N-lich von der Kirche von Bleseny sichtbar, wo er den kalkigen unterkretazischen Sandstein umgibt und schlingenförmig gefaltete Schichten zeigt. Sein Einfallen ist im allgemeinen unter $30-35^{\circ}$ gegen SO gerichtet. Wie der Jurakalk des 1154 m hohen Strimba, so ist auch die 1266 m hohe Klippe des Vulkan von blätterigen, gefalteten Schiefeln umgeben, die mit Sandsteinen wechsellagern. Besonders in den Tälern Valea Krisziluj und Valea Strimba herrschen die gefalteten dunklen Schiefer vor. Bei Bucsesd, unter dem 697 m hohen Gipfel des Dealu Scrieturilor, S-lich vom Kreuz, fand János Bánya i, Direktor der Schule von Abrudbánya im Sommer 1917 im blätterigen Schiefer einen verdrückten Ammoniten, der sich als *Hoplites* sp. (aff. *radiatus* Brug.) erwies und das unterkretazische (neocome) Alter dieser Schichtengruppe bestätigt.

7. **Oberkretazischer Sandstein.** Die zwischen Bucsesd und Rovina verbreiteten Sandsteine sind wahrscheinlich Ablagerungen der oberen Kreide, worauf ihre ungestörten, konglomeratischen Bänke verweisen. Die Sandsteine der oberen Kreide sind nämlich im allgemeinen durch dickbänkige, stellenweise quarkonglomeratische Schichten von losem Gefüge charakterisiert. Die Sandsteine der oberen Kreide enthalten zwar ebenfalls kalkige Gebilde, diese lassen sich aber durch ihren rauhen, sandigen Charakter und ihre weissen Kargebilde leicht von den unterkretazischen Kalken unterscheiden.

8. **Granodiorit.** Gangartiges Gestein, das sich durch seine meist bloss einige m dicken, aber mehrere hundert m langen Dykes und seine charakteristische granitische Struktur scharf von allen anderen Gesteinen unterscheidet. Er ist besonders in den Tälern von Zsunk häufig, wo er in der Masse des Augitporphyrits dünne Gänge bildet. Ich fand ihn auch zwischen Mihelény und Valea Sat vor, wo er an der Grenze des Augitporphyrits und des unterkretazischen Sandsteins — beide durchbrechend — in Steinbrüchen aufgeschlossen ist.

9. **Andesitbreccie und Tuff.** Zwischen Cerecel und Kristyor überlagern sie unmittelbar die flachrückigen Reste des Augitporphyritgebirges im allgemeinen mit sanftem Einfallen. In der Gemarung von Valeabrád und Cerecel sind sie in unter $20-30^{\circ}$ gegen SW einfallenden Bänken anzutreffen, die aber durch zahlreiche Brüche gestört sind. Stellenweise zeigen sie ein entgegengesetztes Einfallen. Ein antiklinales Gewölbe stellt bei 400 m die römische Schanze von Valeabrád dar, die als die Achse der Wölbung betrachtet werden kann und aus weissem, kaolinischem Quarzandesit besteht. Südlich von derselben bil-

den unter 30° gegen SW, nördlich unter 25° gegen NO einfallende brecciöse Tuffbänke die Flügel der Antiklinale. Das Material der Tuffe und Breccien ist hauptsächlich Amphibolandesit.

10. *Andesit*. Bildet die Kuppen Cornetiuluj (695 m) bei Bukurest, Brateanuluj (674 m) und Capriori (566 m) bei Zdrapc. In den O-lichen und S-lichen Teilen herrscht der Pyroxenandesit vor, wogegen im W-lichen Teil der Gegend der Amphibolandesit das Übergewicht erlangt.

11. *Dazit*. Seine Hauptmasse liegt im Gipfel des Scorusi zwischen Cerecel und Kristyor, der aus dem Tal der Fehér- (Weissen) Körös plötzlich emporragend, von seiner 556 m hohen Kuppe einen bewaldeten Grat über die Höhen 412 m und 492 entsendet. Dieser N—S-lich verlaufende Vulkan brach im S-lichen Teil des Augitporphyrit-Grundgebirges hervor und durchbrach auch die Amphibolandesittuffe, wonach er den jüngsten Vulkan der Gegend darstellt.

12. *Chalzedon*. Als ein bis in das jüngste Tertiär hinüber reichendes postvulkanisches Produkt ist er aus den Ablagerungen der kieselsäurehaltigen Thermen entstanden und an den Hängen der Tuffberge von Valeabrád anzutreffen. Seine gewöhnlichen grauen Abarten wurden in den Pochwerken auf die Köpfe der Hämmer befestigt, während aus anderen im vergangenen Jahrhundert Feuersteine (für Stahl und Zunder) gebrochen wurden. Sie krönen als Feuersteinhüte die Kuppen der Berge von Valeabrád, wo sie in gebänderten, braunen und purpurroten Stücken sehr reichlich vorkommen.

13. *Diluvialer Schotter*. Ist besonders unterhalb der Kirche von Zdrapc (319 m) und zwischen den von dort gegen W ziehenden Hügeln anzutreffen. Bildet unmittelbar auf der geglätteten Oberfläche des Augitporphyrits mitunter sogar 10—12 m mächtige Lager am Rande des erweiterten Tales der Fehér-Körös.

14. *Diluvialer Ton*. Der Schotter wird durch gelblichroten Ton überlagert, der in bohnerzförender Ausbildung die Seiten des in N—S-licher Richtung verlaufenden Tales der Fehér-Körös bedeckt. In Zdrapc zieht er sich im Hangenden des Schotters von der Kirche (319 m) bis auf die 383 m hohe Lehne hinauf und ist mit ausgezeichneten Obstgärten bepflanzt. Seine Mächtigkeit beträgt 2—3 m.

15. *Alluvium*. Als fluviatiler Schotter und Schlamm auf dem N—S-lichen Inundationsgebiet der Fehér-Körös und am O—W-lichen des Sztanizsa-Bucesder Baches in 400—500 m breiten Streifen anzutreffen. Zwischen Zdrapc und Kristyor ziehen sich sehr schöne Schuttkegel aus den Nebengraben in das Tal der Körös hinab. Für diesen Ab-

schnitt der Fehér-Körös wurde schon wiederholt eine grössere Talsperre projektiert. Zwischen Zdrapc und Mihelény wäre das Tal bloss in einer Breite vom kaum 500 m abzusperren. Auf dem Augitporphyrit-Fundament liesse sich dies auch ohne Schwierigkeiten verwirklichen. Das bis zu einer Höhe von 30 m emporgestaute Wasser würde das Michelényer Tal in einen Teich verwandeln, von dessen beiden Ästen einer nach N, der andere nach O, gegen Valea Sât und Bucsesd verlaufen würde.

Über die Mengen des von der Fehér-Körös transportierten Schlammes wurden vom Bráder Oberforstingenieur Sándor Michalus wertvolle Daten mitgeteilt. Nach seinen Beobachtungen in 1905—1907 befördert die Fehér-Körös von ihrem 697 m² messenden Einzugsgebiet (zwei Drittel des Bráder Distrikts) unterhalb Brád jährlich 940.000 m³ Geschiebe zu Tal. Nach einem grösseren (28 mm-igen) Platzregen führte die Fehér-Körös am 6. Mai 1906 unter der Brücke von Brád 29.246 m³ feinkörnigen Schotter und Ton vorbei.

DIE KLIPPEN DES PIETRUC UND BRADISOR AN DER GRENZE DER KOMITATE ALSÓFEHÉR UND HUNYAD.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1918.)

Von Prof. Dr. Karl v. Papp.

Im Sommer 1918 setzte ich meine Aufnahmen an der Wasserscheide der Fehér-Körös- und Aranyos-Flüsse, an der Grenze der Komitate Hunyad und Alsófehér fort, wo ich mich am NW-lichen Blatt der Karte Zone 21, Kolonne XXVIII meinem vorjährigen Arbeitsgebiet anschloss. Die Ostwand des Vulkán setzt sich auf der Wasserscheide in gefalteten Karpatensandsteinen fort, die mit blätterigen Schiefen wechsellagernd, sanfte Hänge bilden. Aus diesem Gelände ragen jedoch ostwärts kleine Kalkklippen empor, unter denen der Pietruc mit 901 m und der Bradisor mit 1035 m schon von weitem auffallen.

Die Bildungen der Gegend sind nach ihrem geologischen Alter die folgenden:

1. Augitporphyrit und Tuffe. In grösster Ausdehnung treten sie S-lich der Komitatsgrenze, in der Ortschaft Dupapiatra zutage. Im Punkt 5 meines Berichtes von 1917 erwähnte ich, dass in der Klamm unterhalb Scieturilor, in der durch die Kote 428 m bezeichneten Talbiegung als tiefste Bildung der Augitporphyrit auftritt, der sich in schmalem Streifen südostwärts, gegen Dupapiatra fortsetzt. Diese Bildung ist OSO-lich von der Landstrasse Brád—Vulkán ununterbrochen bis zum 898 m hohen Rücken der Valeaszater Magura aufgeschlossen. Auf der Wasserscheide selbst tritt der Augitporphyrit nicht zusammenhängend auf, doch hatte ich ihn am 14. August 1911 gelegentlich eines gemeinsamen Ausfluges mit Herrn Direktor L. v. Lóczy am Südhang des Bradisor vorgefunden. Namentlich sammelte ich unterhalb des Izvor den grünlich verwitterten Tuff des Augitporphyrits, während in der Gegend der Kote 847 m junger Rhyolith die Grenze zwischen Kalk- und Sandstein durchbrach. Desgleichen habe ich den verwitterten Tuff des Augitporphyrits auch am Nordhang der Klippe des Pietruc angetroffen.

2. Jurakalk. Auf der Wasserscheide zwischen Fehér-Körös und Aranyos, O-lich von der Klippe des Vulkán treten die Jurakalke in mehreren kleinen Klippen auf, von denen der Pietruc mit seinem zacki-

gen Gipfel und der Bradisor durch seine schräg abgestutzte Seitenwand auffallen.

Die 901 m hohe Klippe des Pietruc sitzt unmittelbar auf dem Augitporphyr, der im Norden auftaucht. Wenn man vom Vulkaner Pass, aus dem Wirtshaus ausgehend, diese kleine Klippe besteigt, findet man anfänglich Sandsteine, dann Konglomerat, dann mit plötzlicher Steigung einen schmalen Ausbiss des Augitporphyrits, aus dem sich der Felsö- (Obere-) Pietruc erhebt. Es ist dies ein kleines Kalksteinplateau, auf dem sich kleine Dolinen aneinander reihen und das mit südwärts abfallendem Gelände in die niedrigere Klippe des Alsó- (Unteren-) Pietruc übergeht. Der Felsö-Pietruc zeigt unter 20° gegen NW einfallende Bänke, der Alsó-Pietruc unter 80° gegen NW einfallende steile Wände. Am Südrand des Alsó-Pietruc liegen Kalksteinblöcke mit Korallen und Resten von *Nerineen* umher. Die 901 m hohe Klippe des Felsö-Pietruc ist im Osten durch die 910 m hohe Andesitkuppe der Komitatsgrenze gekrönt, deren Gestein an der Grenze zwischen Kalk- und Sandstein heraufbrach. Südlich von der Komitatsgrenze reihen sich mit W—O-lichem Streichen kleine Klippen aneinander, während man ostwärts zur Klippe des Bradisor gelangt.

Die 1035 m hohe Klippe des Bradisor erhebt sich zwischen den Ortschaften Buninzsina (Komitat Alsófehér) und Kornecel (Kom. Hunyad), fällt aber mit seiner Hauptmasse auf den S-lichen Teil der Wasserscheide, somit in das Komitat Hunyad. Die malerische kleine Klippe steigt zuerst von W gegen O mit 25°-igem Hang an, fällt aber dann im O plötzlich mit 70°-igem Gefälle, ja stellenweise sogar vertikal auf das aus Karpatensandstein bestehende Gelände herab. Ihre weissen Kalksteine fallen unter 20—25° gegen W ein und enthalten reichlich Reste von *Stomatopora*, *Nerinea*, *Pecten* und *Diceras*. An der Südseite herrschen in ihren tieferen Teilen bituminöser Cidaridenkalk, weiter oben weisser Korallenkalk vor, der auch Schnecken und Muscheln enthält; auf der Oberfläche des kleinen Plateaus bildet aber ein oolitischer, von kleinen Kügelchen erfüllter Kalkstein die Wände der Dolinen.

3. Unterkretazischer Kalkstein. An der Komitatsgrenze kommen zwischen die Sandsteine eingelagert kalkige Bänke vor, die stellenweise zu Kalkklippen zusammentreten. Die kalkigen Bänke liegen bei einem unter 15° gegen N gerichteten Einfallen konkordant mit den Schichten des Sandsteins und schliessen auf der 954 m hohen Kote felsitische Tuffbänke in sich. In der Richtung gegen Buninzsina kommen zahlreiche derartige Kalkeinlagerungen vor, die ich in die untere Kreide

stelle. An der Komitatsgrenze ist der hauptsächlich aus Bryozoen bestehende graulichweisse Kalk von Kalzitadern durchwoben.

4. Unterkretazischer Sandstein und Schiefer. Diese ausserordentlich abwechslungsreich ausgebildete, gefaltete Gruppe der Karpatensandsteine bildet den grössten Teil des Gebiets und ist besonders im N, gegen Buninzsina—Abrudbánya sehr verschiedenartig ausgebildet.

5. Mittelkretazischer, kalkiger Sandstein. Südlich von Buninzsina, zwischen den Koten 902 m und 921 m der Wasserscheide fand ich in der Depression zwischen dem Bradisor und dem Vrfu Dusu (1042) kalkige Sandsteinstücke, die von den Linsen der *Orbitulina lenticularis* Blb. wimmelten, was auf die Grenze zwischen unterer und oberer Kreide verweist.

Im Zusammenhang mit der Horizontierung der Karpatensandsteine muss ich die Einteilung János Bánya's erwähnen, der in seiner neuesten Arbeit¹ die Kalksteinbänke und Tonschiefer in die untere, die darüber gelagerte, 150 m mächtige Sandstein- und Schiefergruppe in die mittlere Kreide stellt. Mit dieser Einteilung stimmen meine Beobachtungen auf den Bergen Sturz, Magura und Cicera so ziemlich überein. In dieser Gegend werden nämlich die tiefsten Niveaus (600—700 m) von dunklen, gefalteten Schiefeln gebildet, in denen stellenweise auch Kalkblöcke vorkommen. Weiter aufwärts (700—820 m) folgen grobe Sandsteine und die höchsten Höhen (820—930 m) sind von Konglomerat bedeckt.

6. Oberkretazische Sandsteine und Konglomerate sind auf dem in Rede stehenden Gebiet nur sporadisch anzutreffen. Eine zusammenhängendere Decke bilden sie nur auf der Seite des Abrudbányaer Magura, wo sie sich durch ihre verhältnismässig ruhige Lagerung auszeichnen.

¹ Bánya, J.: Botesbánya geológiai viszonyai. (Die geol. Verhältnisse von Botesbánya. Nur ungarisch. Bányászati és Kohászati Lapok, Jahrg. 52, 1919, No. 12 pag. 158).

Die Muskeln des Halses sind in drei Gruppen eingetheilt: in Halsmuskeln, Hals- und Brustmuskeln, Hals- und Rückenmuskeln. Die Halsmuskeln sind in Halsmuskeln der Halsarterien, Halsmuskeln der Halsvenen, Halsmuskeln der Halswirbelsäule, Halsmuskeln der Halswirbelsäule und Halsmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt. Die Hals- und Brustmuskeln sind in Hals- und Brustmuskeln der Halsarterien, Hals- und Brustmuskeln der Halsvenen, Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule, Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule und Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt. Die Hals- und Rückenmuskeln sind in Hals- und Rückenmuskeln der Halsarterien, Hals- und Rückenmuskeln der Halsvenen, Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule, Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule und Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt.

Die Muskeln des Halses sind in drei Gruppen eingetheilt: in Halsmuskeln, Hals- und Brustmuskeln, Hals- und Rückenmuskeln. Die Halsmuskeln sind in Halsmuskeln der Halsarterien, Halsmuskeln der Halsvenen, Halsmuskeln der Halswirbelsäule, Halsmuskeln der Halswirbelsäule und Halsmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt. Die Hals- und Brustmuskeln sind in Hals- und Brustmuskeln der Halsarterien, Hals- und Brustmuskeln der Halsvenen, Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule, Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule und Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt. Die Hals- und Rückenmuskeln sind in Hals- und Rückenmuskeln der Halsarterien, Hals- und Rückenmuskeln der Halsvenen, Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule, Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule und Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt.

Die Muskeln des Halses sind in drei Gruppen eingetheilt: in Halsmuskeln, Hals- und Brustmuskeln, Hals- und Rückenmuskeln. Die Halsmuskeln sind in Halsmuskeln der Halsarterien, Halsmuskeln der Halsvenen, Halsmuskeln der Halswirbelsäule, Halsmuskeln der Halswirbelsäule und Halsmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt. Die Hals- und Brustmuskeln sind in Hals- und Brustmuskeln der Halsarterien, Hals- und Brustmuskeln der Halsvenen, Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule, Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule und Hals- und Brustmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt. Die Hals- und Rückenmuskeln sind in Hals- und Rückenmuskeln der Halsarterien, Hals- und Rückenmuskeln der Halsvenen, Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule, Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule und Hals- und Rückenmuskeln der Halswirbelsäule eingetheilt.

DIE ASPHALTHALTIGE LIGNITBILDUNG ZWISCHEN DERNA UND BODONOS.¹

Von K. Roth v. Telegd.

Der Mobilisierungsbefehl erreichte mich im Jahre 1914 in meinem Aufnahmegebiet, im Réz-Gebirge, wo ich — nach einer einmonatlichen Arbeit — die geologische Reambulation des NW-lichen Gebirgstiles, in der Umgebung der Ortschaften Feketeerdő, Középes, Bodonos und Tataros gerade beendete.

Die erste geologische Aufnahme des Réz-Gebirges wurde durch J. Matyasovsky in den Jahren 1882—84 durchgeführt und über das Gebiet Derna—Bodonos berichtete derselbe im Földtani Közlöny Bd. XV, pag. 423.

Das kristallinische Grundgebirge besteht hier im Westteil des Réz-Gebirges ausschliesslich aus Gesteinen der Glimmerschiefergruppe (Metazone). Glimmerschiefer (z. T. Granat führend) herrschen bedeutend vor, sie werden stellenweise glimmerarm und enthalten oft linsenförmige Einschaltungen, sowie Adern von meist unbedeutender Mächtigkeit eines reinen, milchweissen Quarzits, dessen Geröll früher gesammelt und in den hiesigen Glasfabriken verarbeitet wurde. Übergänge in gneisartige Varietäten, sowie minder metamorphosierte (phyllitartige) Gesteine sind seltener. Die Einschaltungen des Amphibolits sind ebenfalls unbedeutend. Im Zusammenhang mit den Quarzgängen kommen auch Spuren sulfidischer Erzimprägnationen vor (z. B. im sog. Weissbachtal neben der Strasse nach Feketeerdő). Die kristalline Gruppe bildet hier im allgemeinen einen O—W streichenden, gegen N umgelegten Faltenkomplex. Abweichungen vom allgemeinen Streichen sind in den Randpartien — in der Richtung gegen die jungtertiären Einsenkungen — zu konstatieren. So richtet sich das Einfallen bei Tataros-Derna gegen NW, bei Bodonos gegen W und SW und bei Középes gegen NW.

Die Oberfläche des Réz-Gebirges bildet eine Peneplain von 650—700 m Seehöhe, aus welcher nur einige widerstandsfähigere Härtlinge sich etwas erheben, wie die Pojana SW-lich Feketeerdő und der

¹ Das Gebiet wurde in 1914 reambuliert, die Resultate konnten jedoch erst jetzt in den Jahresbericht aufgenommen werden.

Varatecul S-lich vom Sólyomkő. Das Wassernetz ist auffallend jung, besonders das System des Bistra-Baches, welcher als Haupttal das Gebirge in NW-licher Richtung quer durchschneidet. Die von der Wasserscheide S-lich gegen das Köröstal sich richtenden Täler sind länger und von geringerem Gefälle.

Den Nordrand des Réz-Gebirges gegen die Grosse Ungarische Ebene (Alföld) nimmt eine unterpannonische Asphalt haltige Lignitbildung ein. Die Lage der Ortschaften Baromlak, Verzár, Kőzépes und Bodonos bedeutet im kristallinen Grundgebirge je eine Einbuchtung, die die unmittelbar auflagernden Lignitbildungen enthalten. Zuunterst — dem verwitterten Glimmerschiefer unmittelbar auflagernd — findet man überall einen lokalen Glimmerschieferschutt von tonig-plastischer Beschaffenheit und von meist grünlicher Farbe.

Westlich der Ortschaft Kőzépes, sowie bei Verzár und Baromlak kommen Denudationsrelikte dieser basalen Lignitformation gut abgeschlossen, doch in praktisch unbedeutender Ausdehnung vor. An der Ostlehne der Höhe Magurita 330 m findet man z. B. zuunterst den grünlichen Glimmerschieferschutt in der Mächtigkeit von nur einigen Dezimetern, darüber ein Lignitflöz von 2 m Mächtigkeit, im Hangenden desselben einen plastischen Ton¹ mit Lignitschnüren und darüber wieder groben Sand (Glimmerschiefertrümmer). In der Ortschaft Kőzépes kommen Spuren von Lignitflözen auch in einem höheren Niveau vor, entsprechend dem Vorkommen des Dombosberges bei den Ortschaften Baromlak, Ipp und Zovány (siehe Jahresbericht d. Kgl. Ungarischen Geol. Reichsanst. f. 1913, pag. 263).

Das bedeutendste Lignitvorkommen an der Nordseite des Réz-Gebirges befindet sich bei der Ortschaft Bodonos, wo auch ein Bergbau existiert. Die Gesamtmächtigkeit der durch plastische Tonzwischenlagen getrennten Lignitflöze beträgt hier 7—10 m, die Auflagerung auf das Grundgebirge erscheint muldenartig, mit einem Einfallen unter 8°. Eine 600 m N-lich vom Bergbau abgetaufte Bohrung durchquerte nach Aussage des Betriebsleiters unterhalb der Lignitflöze mit Asphalt imprägnierten Sand und erreichte das kristalline Grundgebirge in einer Tiefe von 73 m. Am O-lichen Ende der Ortschaft Bodonos erscheint der Asphalt sand zuerst an der Oberfläche in der Lignitformation.

Vom Lignitbecken Bodonos wird durch einen gegen N gerichteten Vorsprung des kristallinen Grundgebirges das Asphaltvorkommen von Derna getrennt. Am N-lichen Ende dieses Vorsprunges liegt die Grube

¹ Nach J. Matyasovszky l. c. „einigermassen feuerbeständig“. Siehe auch A. Kalcsinszky: Ü. d. untersuchten ungarischen Tone etc. pag. 111.

Békástó, an der W-lichen Seite desselben die alte Grube Pakura. Weiter SW-lich von Derna liegt die Grube von Tataros (des Zigeunertales).

Mit diesem Asphaltvorkommen beschäftigte sich zuletzt H. von Böckh.² Er schildert das Profil einer 103,63 m tiefen Bohrung, welche 13 Asphalt-schichten und mehrere Lignitflöze durchteufte und erwähnt ausserdem eine weiter abseits vom Grundgebirge — bei Terje — gelegene Tiefbohrung, deren wissenschaftliche Resultate aber nicht bekanntgegeben wurden.

Wenn man längs des obersten Laufes des Dernabaches zur Grubenkolonie herabsteigt, findet man dieselben Verhältnisse, wie bei Középes, mit dem Unterschiede, dass hier statt dem Lignitflöz mit Asphalt imprägnierter Sand vorkommt. Im Hangenden des Glimmerschiefers kommt in 240 m Seehöhe ein kleines Relikt der unterpannonischen Formation vor: eine dünne Lage des grünlichen Glimmerschieferschutts und darüber durch Asphalt imprägnierter grober Sand. Weiter unten im Tal tritt wieder das Grundgebirge zutage.

Die in den Dernaer und Tataroser Gruben aufgeschlossenen Schichtenreihen, sowie v. Böckh's Bohrprofil sprechen eindeutig dafür, dass die Asphalt-sandschichten in die Serie der hier sanft nach NW einfallenden Lignitformation sich einschalten. Es wurden diejenigen Lagen der aus Ton, sandigem Ton und Sand bestehenden, Lignit führenden Schichtgruppe durch Asphalt imprägniert, welche in ihrer Struktur dazu geeignet waren: in erster Linie der grobe Sand. Die Imprägnation ist nicht gleichmässig. In den Aufschlüssen der asphalthaltigen Lagen findet man taube Linsen und Schnüre eingeschaltet und gegen die Ränder des imprägnierten Körpers sitzen die hellgefärbten, tauben Partien nach Art einer Breccie in der schwarzen Asphaltmasse. Die Ursache dieses Phänomens liegt in der ungleichmässig verteilten, fluviatilen Struktur des Sandes.

In der Grube Békástó liegt das Hauptlignitflöz oberhalb der Asphalt-schichten. In der Grube Zigeunergraben bei Tataros sieht man unterhalb des Hauptasphaltlagers eine dünne Einschaltung von grauem Ton und darunter ein Lignitflöz von 30—80 cm Mächtigkeit. Ein mächtigeres Lignitflöz (das aber nicht abgebaut wird) befindet sich auch hier im Hangenden des Asphalts.

Der obere Abschnitt des Vadas-Baches, welcher durch die Ortschaft Sástelek fliesst, schneidet sich in das kristallinische Grundgebirge ein.

² Bericht über die Resultate der im Interesse der Erdgasvorkommen des Siebenbürgischen Beckens durchgeführten Untersuchungen. II. 1. pag. 31—34.

Neben dem Bach sieht man, dass hier sogar die aufgeblätternen Glimmerschiefer selbst durch Asphalt imprägniert wurden.

Wie ich schon in meinem Bericht vom Jahr 1913 hervorhob, kommt man beim Vergleich der Derna—Bodonos—Baromlaker unterpannonischen Lignitzone mit den jungtertiären Bildungen der SO-lich anschliessenden Szilágyságer Bucht auf sehr interessante Schlüsse betreffs der jungtertiären paläogeographischen Verhältnisse des hiesigen ungarisch—siebenbürgischen Grenzgebietes.

Die Lignitzone hat ihre Fortsetzung in NO-licher Richtung bei Ipp—Zovány und dann bei Kerestelek, Sármáság und Nagyderzsida, wo dieselbe den Nordrand der kristallinen Insel von Szilágysomlyó erreicht. Für das unterpannonische Alter dieser asphalthaltigen Lignitformation spricht eine Reihe von Säugerresten, die aus den Asphaltanden von Tataros und Derna herkommen. Ich selbst sammelte dort *Unio wetzleri*, *Dunk.* und bei Ipp (Kata-Wald) *Melania vásárhelyii* *Hantk.* Im Hangenden der Lignitformation treten Schichten von gelblichem, feinem Sand auf, die auf meinem Untersuchungsgebiet sich fossil leer zeigten. *Szontagh* zählt aber von verschiedenen Fundstellen NW-lich von der Szilágysomlyóer kristallinen Insel Melanopsiden und Congerien auf,³ wovon ebenfalls zu schliessen ist, dass die Lignitformation tatsächlich eine tiefe Stellung in der pannonischen Serie einnimmt.

In der gegen SO der Lignitformation sich direkt anschliessenden jungtertiären Schichtenserie der Szilágyságer Bucht ist die unterpannonische Lignitformation völlig fremd. Hier konnte Schritt für Tritt nachgewiesen werden, wie das obermediterrane Meer sich sukzessive veräusserte und aus der Gegend Tusza und Füzespápetelek (beim Zusammenreffen des Réz- und Meszes-Gebirges) im Sarmatien und Unterpannonien gegen NW allmählich Raum gewann.⁴ Ein beträchtlicher — vom Süden herkommender — Schuttkegel breitete sich hier im Sarmatikum und Unterpannonikum aus und gewann allmählich gegen W Raum. Die Szilágyságer Bucht wurde zu dieser Zeit durch einen kristallinen Rücken vom grossen ungarischen Becken abgetrennt. Am NW-Rand dieses Rückens ging im Unterpannonikum zuerst die Lignitbildung vor sich. Erst später, zur Zeit der Bildung des gelblichen, feinen Sandes mit Melanopsiden und Congerien wurde die direkte Verbindung durch Versinken des kristallinen Rückens hergestellt. Teile davon (wie die Magura bei

³ *Szontagh*, T.: Umgebungen v. Nagy Károly u. Ákos. Erläuterungen z. geol. Spezialkarte d. Länder d. Ungarischen Krone. Budapest, 1893. pag. 14.

⁴ *K. Roth v. Telegd*: Jahresberichte 1911—1913.

Szilágysomlyó, der kleine Rest bei Szilágysámson und das Szatmárer Bükk-Gebirge) ragen heute als Horste empor.

Heute wird die jungtertiäre Serie des Szilágyság bei Márkaszék durch eine Verwerfung gegen W, gegen das kristalline Grundgebirge des Réz abgegrenzt. Die Verwerfungslinie Porc—Bürgezd begrenzt die Szilágyságer Serie gegen Norden, hier tritt dieselbe mit der unterpannonischen Lignitformation von Ipp—Kerestelek, bzw. mit dem hier in unbeträchtlicher Tiefe zu erwartenden kristallinen Grundgebirgsrücken in unmittelbare Berührung.

GEOLOGISCHE NOTIZEN AUS DEM FOGARASER BECKEN.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Heinrich Wachner.

Nach der von Primics¹ mitgeteilten geologischen Karte und seinen Profilen werden die kristallinen Schiefer am Nordrand des Beckens unmittelbar von mediterranen Schiefen überlagert. Es gelang mir nachzuweisen, dass zwischen den beiden eine Konglomeratzone vorhanden ist, die zwar meist durch mächtige Schuttkegel bedeckt wird und nur in einzelnen Gräben zutage tritt, aber dennoch als zusammenhängende Decke im Anschluss an den ausgedehnten Konglomeratgürtel des Persányer-Gebirges auf meinem Gebiet von Ósinka bis zur Gegend von Bráza reicht. Die Ursache, warum dieser gegen W schmalere werdende Konglomeratzug der Aufmerksamkeit der Forscher entgangen war, liegt in dem Umstande, dass die Mündungen der von der Wasserscheide ausgehenden, zahlreichen Bäche bereits bis zu den kristallinen Schiefen zurückgeschritten sind, so dass der Konglomeratgürtel vor der Mündung des Tales durch den rezenten Schotter verdeckt wurde und nur noch in den Gräben zweiter Ordnung am Rande des Gebirges verfolgt werden kann. SO-lich Sinka schliesst sich der dort etwa 2 km breite Konglomeratgürtel mit NO—SW-lichem Streichen dem bereits bekannten Konglomeratgürtel des Persányer-Gebirges an. Er ist bei Ósinka in den Ploposa-, Arinosa- und Cretului-Tälern, sowie auch westlich, in der Gegend von Sárkaica in den Cretului- und Lărgutea-Taleinschnitten aufgeschlossen. Er lässt sich südlich von Bucsum, am Grat des Piscul Idomișcilor, im Einschnitt des zum Piscul Lărgutei (917 m) führenden Weges, ferner südlich von Sebes, im Einschnitt des Malosci-Baches verfolgen. Bescheidenere Aufschlüsse konnte ich noch im Gaurile-Bach bei Kopacsel, ferner bei der Mündung des Dezsáni-Baches im Einschnitt des von O kommenden P. Liului, sowie südlich von Netot, im V. Netotului beobachten.

Das Konglomerat besteht hauptsächlich aus faustgrossen, mehrminder abgerundeten kristallinen Schiefergeröllen in einer rötlichen,

¹ Primics, Gy.: Die geol. Verhältn. d. Fogarascher Alpen u. d. benachbarten rumänischen Gebirge (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. Bd. VI, 1817—1884).

sandigen und tonigen Bindesubstanz. Das Bindematerial kann kalkreich und hart sein, wodurch das Konglomerat die Zähigkeit des Betons erreicht; in anderen Fällen ist das Bindematerial mehr sandig und locker und enthält häufig Zwischenlagen von rötlichbraunem Sand und schieferigem Ton. Dieser Zug ist petrographisch und nach seiner Situation mit dem in meinem vorigjährigen Bericht aus der Gegend von Grid—Persány erwähnten, das Liegende des Dazittuffs bildenden Konglomerat identisch.

Es lässt sich auch in den kristallinen Schiefen gut beobachten, wie das NNO—SSW-liche Streichen des Persányer Gebirges in das W—O-liche des Fogaraser Gebirges übergeht. Es ist demnach die Auffassung berechtigt, dass das Persányer Gebirge die direkte Fortsetzung des kristallinen Massivs der Südkarpaten darstellt, mit dem Unterschied, dass die Masse des Persányer Gebirges weniger hoch gehoben wurde und somit in seinen verschiedenen Teilen zeitweise vom Meer überflutet werden konnte. Im Fogaraser Schneegebirge fehlt die Perm—Jura-Serie, das kristalline Massiv bildete demnach bereits im Mesozoikum ein beständiges Festland. Das unmittelbare Hangende der kristallinen Schiefer wird am Ostrand des Gebirges vom Flyschkonglomerat gebildet, das die Glimmerschiefer diskordant überlagert, indem diese unter $40-80^\circ$ gegen NW, resp. N einfallen, das Konglomerat aber im grossen ganzen mit den Glimmerschiefern übereinstimmend, jedoch unter flacherem Winkel einfällt. Das Konglomerat zerfällt in der Nähe der Oberfläche infolge der Verwitterung des Bindemittels und da das Material der frei gewordenen Gerölle mit den kristallinen Schiefen identisch ist, die das Gebirge aufbauen, lässt es sich auf Grund der im Walde umherliegenden, losen Stücke nicht überall entscheiden, ob der Glimmerschiefer oder das Konglomerat ansteht. Weder das Konglomerat, noch die zwischengelagerten sandigen und tonigen Schichten lieferten Versteinerungen, so dass es mir noch nicht gelang, das Alter derselben genau festzustellen. Sie sind jedenfalls älter, als der darüber gelagerte mediterrane Dazittuff, ob sie aber in die Kreide oder in das Eozän gehören, bleibt zurzeit noch unentschieden. Nach meinem persönlichen Eindruck stelle ich sie eher in die jüngere Kreide.

Die Konglomeratzone wird auch hier, wie auf der Westseite des Persányer Gebirges von mediterranen Sedimenten überlagert, die sanft gegen das siebenbürgische Becken einfallen. Das untere Glied des Mediterrans ist der schieferige Dazittuffhorizont, der in einem zusammenhängenden Zug vom Rande beinahe des ganzen siebenbürgischen Beckens bekannt ist. In den zwischen Ósinka und Sarkaica gegen S sich öffnenden Tälern und den zwischen denselben befindlichen, flachen Bergrücken lässt

sich diese über 100 m mächtige Ablagerung ziemlich gut verfolgen und zeigt überall ein unter 8° — 15° gegen NW, respektive N gerichtetes Einfallen. In seinem tiefsten Horizont liegt ein mit Ton abwechselnder, dickbankiger, mürber Sandstein; dieses im Liegenden des Dazittuffes befindliche, leicht verwitternde, zerfallende Gestein ist aber nur hier und da anzutreffen.

Westlich von Sarkaica tritt auch der Dazittuff selbst nur an einzelnen Stellen unter dem Schotter der gewaltigen Schuttkegel zutage. Südlich der Gemeinde Sebes, im unteren Abschnitt des Malosa-Baches und östlich davon deuten etwas heller gefärbte, tonigere, dünne, sandige, Glimmerschiefer Bruchstücke enthaltende Zwischenlagen darauf hin, dass zur Zeit, als die Dazitvulkane ihre Asche austreuten, das Gebirge bereits existierte. Südlich der Gemeinde Kopacsel besteht das Liegende der ausgedehnten Schnuttanhäufung nach dem Zeugnis des Aufschlusses im Gaurile-Graben ebenfalls aus Dazittuff, dessen hellgrünes, toniges, ungeschichtetes Material in Schollen mit einer Kruste aus Eisenhydroxyd zerfällt. Das Fehlen der Schichtung lässt vermuten, dass der Dazittuff auf trockenem Gelände, in ähnlicher Weise, wie der Löss zur Ablagerung gelangte.

In der Gegend von Ósinka-Sarkaica wird der Dazittuff von glimmerreichem, gelbem Sand überlagert. Unmittelbar am Südrand der Gemeinde Ósinka erhebt sich der von Wasserrissen gefurchte Plesiul-Rücken, der aus gelblichgrünem bis braunrotem, lockerem Sand mit Bänken harter Sandsteinkonkretionen besteht. Die Schichtenflächen haben Limonitkrusten. Vereinzelt dazwischen gelagerte, dünne, schieferige Ton- und Dazittuffschichten fallen unter 12° gegen N (350°) ein. Durch das Überhandnehmen der Zwischenlagen geht das Gestein gegen das Liegende zu allmählich in den schieferigen Hauptdazittuff über. Der mediterrane Sand ist weiter westlich auch noch im V. Puturosa bei Ohába und südlich Sarkaica auf der Flanke des Verful aufgeschlossen. An der zuletzt genannten Stelle ist er fein, ungeschichtet, mit Glimmerschüppchen und feinen Limonitkrüstchen. In seinem Liegenden ist bei Secatura ebenfalls der Dazittuff anzutreffen.

Bei Sarkaica geht der Sand aufwärts in einen unter 8° gegen NW (325°) einfallenden, bläulichgrauen, schieferigen Ton über, der Zwischenlagen aus Dazittuff und in Schichten oder Linsen feinen Schotter enthält. Unbedeutende verkohlte Pflanzenreste kommen ebenfalls darin vor. Dieses dem Charakter nach mediterrane Sediment ist auch in dem erwähnten Gaurile-Graben bei Kopacsel anzutreffen, wo es kopfgrosse, wenig abgewetzte, abgeschwemmte Dazittuffeinschlüsse enthält: der

Tuffhorizont war demnach zur Zeit der Ablagerung des Salztones bereits ein Festland. SW-lich von Bráza, in der Nähe der Kote 658 m der Karte 1:25.000 ist am Terrassenrand hellgrauer, schieferiger Ton mit muscheligem Bruch und unebenen Schichtenflächen aufgeschlossen.

Aus dem mediterranen schieferigen Ton treten am Ostrand des Fogaraser Beckens mehrere Salzquellen hervor. Die von Gasexhalationen begleiteten Salzwässer der Valea Lunga bei Grid erwähnte ich bereits in meinem Bericht vom vorigen Jahre. Unterhalb Persány, wo der nach Grid führende Feldweg vom Tal auf den Rücken emporsteigt, deutet eine mit saliner Vegetation bedeckte, nasse Stelle ebenfalls auf hervortretendes Salzwasser hin. Unweit der Kote 488 m der von Persány nach Grid führenden Landstrasse quillt im obersten schüsselartigen Abschnitt des Tales zu Füßen der Reglina das Salzwasser aus einem Kegel hervor, der an einen Schlammvulkan erinnert und in dem auch beständig das Erdgas brodelt. Die obere Quelle wurde zu einem primitiven, offenen Badebassin ausgebaut. Das Salzwasser lagert hier Kalktuff mit Feuerstein ab. Kalktuffablagerungen auf einer 4 m höheren Terasse beweisen, dass die Quelle einst in einem höheren Niveau hervortrat.

Es ist möglich, dass die Salzquellen und Gasexhalationen längs einer Bruchlinie hervortreten; in diesem Falle wäre das Grider Profil in meinem Bericht vom vorigen Jahr zu modifizieren. Franz v. Pávai Vajna² schreibt, dass die mediterranen Sedimente südlich vom Grid gegen O—NO, also gegen das Gebirge zu einfallen (siehe die Manuskriptkarte Dr. G. Strömpf's), woraus er auf Überschiebungen in der Richtung gegen das Becken schliesst. Diese Angabe ist samt der Folgerung irrtümlich. Ich fand am Westrand des Persányer Gebirges im gut aufgeschlossenen Dazittuff ein beständig, gegen NW, also gegen das Becken gerichtetes Einfallen. Am Südwestrand des Persányer Gebirges kann von einer Überschiebung keine Rede sein.

In der Mitte des Fogaraser Beckens sind die älteren Bildungen durch mächtige pleistozäne Ablagerungen verdeckt. Am Nordrand, in der Nähe der Olt sind in den unterwaschenen Flanken der pleistozänen und altalluvialen Terrassen Schichten anzutreffen, die nach ihrem Gesteinsmaterial in das Mediterran gestellt werden könnten. Hierher gehört der unter der Kote 452 m bei der Ortschaft Parcu aufgeschlossene, dunkelgraue, schieferige Ton mit muscheligem Bruch, Gipskriställchen, verkohlten Pflanzenresten, einigen härteren Mergelbänken, nach oben mit

² Dr. Pávai Vajna, F.: Az erdélyrészi medence gyűrődésének okai. (Bány. Koh. Lapok, 1915. No. 19. Nur ungarisch.)

sandigen Zwischenlagen. Einfallen unter 5° gegen O (80°). In der Ortschaft selbst befindet sich unterhalb der Kirche eine Salzquelle ohne Gasexhalation.

Dieselbe Schichtengruppe fällt unterhalb der Ortschaft Sárkány, in der 6 m hohen altholozänen Terrasse am Ufer des Baches durchschnittlich unter 10° gegen NO (30°) ein. Von hier gegen W, am Rand der altholozänen Terrasse längs des Olt-Tales bezeichnet eine ganze Reihe von Quellen die Grenze zwischen Terrassenschotter und schieferigem Ton. Letzterer ist auch im W des Gebietes, am Fusse der gegen das Olt-Tal vorgeschobenen diluvialen Terrassenfortsätze in der Gegend von Voila aufgeschlossen. Südlich von Voila tritt nämlich am Rand des Dumbrava-Terrassenabschnittes der mediterrane Ton unter Quellen zutage, diese unscheinbaren Aufschlüsse sind aber zur Bestimmung des Einfallens nicht geeignet. Am Nordrand der Terrassen zwischen Voila und Dridif ist eine ähnliche Quellenreihe anzutreffen, der schieferige Ton tritt jedoch nicht mehr zutage.

Im zentralen Teil des Fogaraser Beckens, NO-lich der Gemeinde Toderica erhebt sich das etwa 4 km lange Inselgebirge der Magura mit reifen Formen über das gleichmässige Gelände der diluvialen Terrasse und überragt es in der 547 m hohen Magura Voini um ca. 70 m. Die Wasserrisse schliessen nur bohnerzföhrnden Ton auf, an der Westseite, im steilen Ufer des Mundra-Baches steht aber ein flach gelagerter, mit Sand abwechselnder, schieferiger Ton an, dessen mediterranes Alter auch ohne Fossilien wahrscheinlich ist.

Die pontischen (oder levantinischen) Süswassersedimente von Szász-ugra und Hidegkut liegen am mittleren Abschnitt des Gefälles der heutigen Olt. Dieser NO-liche Fortsatz des Beckens von Fogaras war demnach gegen Ende des Tertiärs bereits eingesunken und von einem Süswassersee überflutet. Dieser See dürfte seinerzeit das ganze Becken erfüllt haben. Im kurzen nördlichen Nebenast des „Lehmgrabens“ unweit des ärarischen Meierhofes von Sárkány fand ich über gelbem, feinschotterigem Sand einen zerklüfteten, in den Spalten von Eisenhydroxyd geaderten, sonst hellgrauen, platischen Ton, den ich auf Grund seiner petrographischen Ähnlichkeit vorläufig zu den pontischen-levantinischen Schichten zählen möchte.

Die tertiären Schichten treten somit fast ausschliesslich am Rande des Beckens auf und spielen im Inneren desselben nur eine sehr untergeordnete Rolle.

Das Becken ist durch Schotter und bohnerzföhrnden Ton aufgeschüttet. Es lassen sich dreierlei Schotterablagerungen unterscheiden,

namentlich: 1. eine mächtige alte Schuttzone; 2. eine diluviale Schuttkegelterrasse und 3. eine altalluviale, fluviatile Schotterterrasse.

Die alte Schuttzone. Unter einem Klima, das trockener war, als das heutige, häuften die wasserarmen Bäche eine gewaltige Schuttzone am Rande des Gebirges auf, die in ihren höher gelegenen Partien selbstverständlich aus größerem Material aufgebaut ist, wie am unteren, flachen Ende. Diese Zone geht am W- und Ostrand des Gebirges allmählich in das Niveau der diluvialen Terrasse über.

Am Südrand des Beckens, zu Füßen des Hochgebirges ist die von der trockeneren Periode herstammende Schuttzone zwar ebenfalls vorhanden, beim Eintritt der feuchten Periode schnitten aber die von der Wasserscheide herabstürmenden, wasserreichen Wildbäche Breschen in die ursprünglich zusammenhängende Masse, von der gegenwärtig nur noch zwischen den Sebes-, Berivoer-, Dezsáner-, Brázaer- und Lizaer-Bächen einzelne isolierte, halbmondförmige Überreste in das Becken hineinragen. In die unebene, schwer zu überblickende Oberfläche dieser Relikte schnitten die am Fusse des Gebirges entspringenden, kleineren Wasseradern ihre Betten, wobei stellenweise die älteren Ablagerungen aufgeschlossen wurden. Durch die künstliche Zerteilung der Wasserläufe zu Berieselungszwecken wird die Erosionfähigkeit derselben sehr herabgesetzt, so dass am Fusse des Gebirges die Ablagerung des Schuttes auch heute noch vor sich geht. Die alte Schuttzone besteht überall aus Geröllen von verschiedener Grösse, die in einer sandig-tonigen Grundmasse liegen. Zu oberst liegt bohnerzführender Ton in einer Mächtigkeit von 1—2 m.

Der ganze Komplex ist wasserdurchlässig und demzufolge auch nach ausgiebigen Regengüssen verhältnismässig trocken.

Die kleineren Bäche zeigen bei ihrem Eintritt in die Schuttzone ein V-Profil mit mehr—minder gleichmässigem Gefälle, wogegen die Haupttäler dem Sinken der Erosionsbasis und der hierdurch verjüngten Erosion entsprechend, an ihrer Sohle neue Einschnitte mit steileren Ufern aufweisen, ein Umstand, der auch De Martonne³ auffiel und von ihm als Folge der epeirogenetischen Hebung des ganzen Gebirges gedeutet wurde. Würde dies zutreffen, dann müssten auch die übrigen Gräben ähnliche Talprofile zeigen. Das Alter der Schuttzone lässt sich nicht sicher bestimmen, da ja in Mitteleuropa sowohl im oberen Pliozän, wie auch im Altpleistozän ein trockenes Steppenklima herrschte.

³ De Martonne: Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transsylvanie. (Revue de Géographie, Paris, 1906—1907.)

Der am weitesten verbreitete Horizont des Fogaraser Beckens ist die Terrasse der diluvialen Schuttkegel, die in O—W-licher Richtung über eine Strecke von 16 km zwischen Toderica—Vajdafalva fast kein Gefälle besitzt, wogegen das heutige alluviale Tal der Olt auf einer ähnlichen Strecke ein Gefälle von 12 m aufweist. Dies ist der Grund, warum diese Terrasse nicht als Relikt eines alten Olt-Tales aufgefasst werden kann. Beiläufig in der Mitte bestehen diese Terrassen gewöhnlich aus einem 1 m mächtigen, sandigen, bohnerzführenden Ton, mit wenig oder gar keinem Schotter, unter welchem mit scharfer Grenze ein grober Schotter folgt, der in einem bräunlichen, sandigen, tonigen Bindematerial eingebettet liegt. Ein solches Profil ist zwischen den Ortschaften Mundra und Toderica sehr gut aufgeschlossen.

Die Terrasse des diluvialen Schuttkegels steigt mit einer 15 m-Stufe auf die altalluviale Terrasse hinab, die aber noch immer 6—10 m über dem jetztigen Inundationsgebiet der Olt liegt. Sie ist unzweifelhaft fluviatilen Ursprungs, bedeutet also ein höheres Niveau des Olt-Tales. Besonders scharf lassen sich die beiden Terrassenstufen zwischen Voila und Betlen, dann zwischen Sárkány und Mundra unterscheiden. Die Oberfläche der Terrasse ist bei Sárkány durch 1 m mächtigen, bohnerzführenden Ton, weiter westlich und in der Gegend von Fogaras durch Schwarzerde (Tschernosiom) bedeckt. Am oberen Ende von Voila ist echter Löss aufgeschlossen. Alle drei Bodenarten sind für landwirtschaftliche Zwecke vorzüglich geeignet.

Das gegenwärtige Inundationsgebiet der Olt ist 1,5 km breit. Bei der Einmündung des Sebes-Tales, wo der Bach in 3 m Tiefe fließt, sind unterhalb des altalluvialen Niveaus im Schotter unweit der rezenten Talsohle zahlreiche runde, trichterförmige Dolinen anzutreffen.

Ähnliche Gebilde konnte ich auch im Bárcaság (Burzenland), unweit der Gemeinde Törösvár im Schuttkegel des vom Bucsecs herablaufenden Baches beobachten.

Die kahlen Schotterbänke sind längs der Bäche nur in verhältnismässig geringer Ausdehnung ausgebildet, da die rapid fließenden Wässer das ganze gegenwärtig vom Gebirge kommende Schottermaterial in die Olt weiter befördern.

Die Wasserführung des Sebes-Baches suchte ich mittels Uhr und Messlatte zu bestimmen. Nach länger anhaltender Trockenheit fand ich (am 2. August) 700 Sekundenliter. Durch Benutzung der Terrassenstufe des Schuttkegels liesse sich ein Gefälle von 20—30 m erzielen und verwerten. Zur Zeit stehen am Sebes-Bach bloss kleine Wassermühlen im Betrieb.

DIE NÖRDLICHEN VORGEIRGE DES TÖRCŠVÁRER PASSES

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Erich Jekelius.

Zu Füſsen der Bucsecs-, Magura- und Kiskirálykő-Berge zieht sich ein niedriges, welliges Hügelland dahin. Dieses Gebiet steigt sanft gegen S an, während die genannten Berge mit ihren steilen Wänden schroff aus demselben emporragen. Am Aufbau dieser Gegend beteiligen sich untergeordnet Senonmergel, in grösserer Ausdehnung eozäne Bildungen, an einzelnen Stellen die mediterrane Salzformation und wahrscheinlich auch levantinischer Lignit. Das ganze Gebiet ist jedoch von mächtigen pleistozänen Ablagerungen (hauptsächlich fluvioglazialen Bildungen) bedeckt.

a) Senon Mergel. Südlich von Zernest, vor der Riul-Enge ist in geringer Ausdehnung grauer Mergel zu beobachten, in welchem ich Bruchstücke von *Inoceramus* fand. Dieser Mergel entspricht dem Senonmergel neben Ó-Tohán. Nördlich von hier, im Umkreis der Höhenkote 779 m treten Sandsteinschichten auf, die unter den Mergel einfallen. Diese gehören ebenfalls noch in die obere Kreide.

b) Eozän. Westlich von Uj-Tohán, an den SO- und N-Hängen des zwischen den Höhenkoten 814 m und 800 m gelegenen Grates, ist ein konglomeratischer Kalkstein anzutreffen, der reichlich Nummulinen enthält. Neben der Unzahl von Nummulinen kommen darin höchst selten auch andere Versteinerungen vor. Der Kalkstein gehört in das mittlere Eozän (Lutetien) und entspricht dem eozänen Kalk von Porcs-Porcsesd, sowie den Nummulinenkalken von Albest, Candest, Namaest, etc. in Rumänien.

Südlich von Uj-Tohán ist am linken Ufer des Baches hellgrauer, mergeliger Kalk und im Hangenden desselben hellgrauer Mergel anzutreffen. Der Mergel fällt gegen NW ein. Diese Bildungen sind das Liegende des Nummulinenkalkes und gleichfalls noch eozänen Alters.

Im Hangenden des Kalksteins steht in grosser Ausdehnung und Mächtigkeit ein lockerer, grauer, braun verwitternder, glimmeriger Sandstein an, in den oft harte Sandsteinkongretionen eingelagert sind. Diese Ausbildung zeigt der Sandstein des Dealu Muscelului. Dieser Sandsteinzug setzt sich südwestwärts gegen die Magura fort. Ausserdem ist er auch im

Becken des Törcs-Baches, sowie am Westhang des Hügellandes zwischen Törcsvár und Sohodol aufgeschlossen. Versteinerungen fand ich in demselben nicht, so dass sein geologisches Alter unbestimmt bleibt, umso mehr, da in Ermanglung von Aufschlüssen auch seine Lagerungsverhältnisse nicht mit vollkommener Sicherheit festgesellt werden können. Immerhin ist es wahrscheinlich, dass dieser Sandstein in das obere Eozän gehört.

Ein in der Literatur bisher ebenfalls unbekanntes Vorkommen des Eozäns liegt am Osthang des Persányer-Gebirges, W-lich von Krizba. Von hier stammt ein Nummulinenkalkstück her, das von Gyula Teutsch aus dem Tal des Nagypatak bei Krizba mitgebracht wurde und jetzt im Sächsischen Museum zu Brassó aufbewahrt wird. Wachner¹ bezweifelt das von Meschendörfer und Hauer aus einem anderen Abschnitt des Persányer-Gebirges, bei Vledény erwähnte Vorkommen eines Nummulinensandsteins, da er diesen nicht auffinden konnte. Er meint, dass die genannten Forscher Orbitulinen für Nummulinen angesehen hätten. Diese Annahme Wachner's ist nicht stichhaltig, umso weniger, da ich nachträglich in einem von Erbich am Meschendörfer- und Hauer'schen Fundort neben Vledény gesammelten Sandsteinstück des Museums der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt tatsächlich kleine Nummulinen konstatierte. In Anbetracht der Funde von Krizba und Vledény halte ich das Vorkommen des Eozäns im Persányer Gebirge für zweifellos.

c) Miozän. Am Westfuss des Bucsecs, im ersten grösseren rechteitigen Nebental des Porta-Tales sind grauer, sandiger Ton mit einer reichen Foraminiferenfauna und Ostrakoden, ferner Dazituff mit Pflanzenabdrücken und hellgrauer, fast reiner Quarzsandstein anzutreffen.

Im Ton kommen *Globigerina bulloides* d'Orb und *Gl. bull.* var. *triloba* Reuss in ungeheurer Anzahl vor. Sehr häufig sind ferner auch *Discorbina ercimia* Hantken und *Pulvinulina canariensis* d'Orb. Neben der überwältigenden Individuenzahl der Globigerinidae und Rotalidae kommen die übrigen Familien kaum in Betracht. Dies bestimmt den neogenen Charakter der Fauna. Die pelagischen Formen sind zwar durch eine unverhältnismässig grössere Anzahl von Individuen repräsentiert, wie die am Boden des seichten Meeres lebenden, doch verweist der grobsandige Ton so ausgesprochen auf die litorale Fazies, dass das Vorhandensein der pelagischen Formen nur so zu erklären ist, dass sie als

¹ Wachner: Geol. Verhältnisse d. südlichen Teiles des Persányer-Gebirges. Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1914, Bd. I, pag. 299.

Plankton in die litorale Zone gelangten. Sie spielen keine gesteinsbildende Rolle. Auffällig ist die unverhältnismässige Kleinheit der Individuen.

Die miozänen Bildungen des Porta-Tales entsprechen der obermediterranen litoralen Fazies des Siebenbürgischen Beckens.

d) *Levantinische Bildungen.* Im Graben von Sohodol, N-lich von der Höhenkote 700 m sind die Spuren eines alten, verfallenen Stollens anzutreffen, aus dem in früheren Zeiten einige Wagen voll Lignit zutage gefördert wurde. Es ist wahrscheinlich, dass dieser Lignit levantinischen Alters ist, da diese Art des Lignits im ganzen Bárcaságer (Burzenländer) Becken anzunehmen ist. Zur Zeit der Bildung des levantinischen Lignits stand nämlich das erwähnte Becken schon mit dem Háromszéker Becken im Zusammenhang, mit dem es jetzt ein grosses, einheitliches Lignitbecken bildet. Immerhin ist es nicht unmöglich, dass dieser im Graben von Sohodol aufgeschlossene Lignit bereits diluvialen Alters ist. Hierfür sprechen die im Hangenden des Lignits befindlichen Bildungen, die auf Grund ihrer Fauna als diluvial zu bezeichnen sind, während die typischen levantinischen Bildungen des Háromszéker Beckens hier nicht aufgeschlossen sind.

Diese Frage wird sich erst auf Grund der Bohrungen entscheiden lassen, die in diesem Gebiet diesen Sommer in Angriff genommen, doch bisher noch nicht beendet wurden.

e) *Pleistozän.* Im Graben von Sohodol folgt über dem Lignit ein feingeschlämmter, dunkelgrauer Ton, der von kleinen Schnecken, Muscheln und Ostrakoden erfüllt ist. Die Fauna zeigt einen entschieden pleistozänen Charakter. Darüber folgt in grosser Mächtigkeit ein sehr feiner, glimmerreicher, grauer, toniger Sand, der wieder durch fluvioglaziale Schotter- und Sand-Ablagerungen bedeckt ist.

GEOLOGISCHE NOTIZEN AUS DEM PERSÁNYER GEBIRGE.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1918.)

Von Dr. Móric v. Pálfy.

Ich setzte meine im Persányer Gebirge im Sommer 1916 begonnenen Aufnahmen im Sommer 1918 nördlich vom rechtseitigen Grat des Olt-Durchbruches fort und gelangte bis zum Gebiet nördlich von Vargyas. Meine Aufnahmen entfielen hauptsächlich auf das Grundgebirge und auf die dasselbe umschliessenden jüngeren Bildungen. Am Aufbau dieses Gebietes beteiligen sich ähnliche Bildungen, wie sie in meinem Bericht von 1916 aus dem weiter südlich gelegenen Gebiet geschildert wurden.

Von den Triasbildungen fand ich die fossilführenden Werfener Schichten NW-lich von Felsórákos, im Nádas-Bach, unterhalb des Boldi-Berges, W-lich von Vargyas, am linken Ufer des Kőpatak genannten Nebenbaches vom Rika-Bach, am Ostfuss der Kalkwand des Hagymás-Berges, sowie in dem SO-lich davon befindlichen Tälchen, wo die Werfener Fossilien in den zwischen die flyschartigen, grauen Sandsteine und plattigen, schieferigen Tone eingelagerten, sandigen Kalksteinen vorkommen. Zu einem noch unbestimmten Horizont der Trias gehören die rötlichen und bräunlichen Sandsteine, ferner die dunkelgrauen, schieferigen Tone mit phyllitischem Glanz und gefältelter Oberfläche, die in den Tälern der Nádas-, Kő-, Szármány-Bäche, sowie im Sugó genannten Nebenbach des Hagymás-Baches etc. anzutreffen sind.

In die Trias muss ich — trotz des Fehlens von Fossilien — auch den Kalkstein der Kis- und Nagy-Somos-Berge, am rechten Ufer des Nádas-Baches, sowie den Kalkriff unterhalb des Boldi-Berges am linken Ufer des Tales, dann weiter N-lich den kleinen Kalksteinzug längs des Kő-Baches, den Riff des Hagymás-Berges und schliesslich die in den Sugó- und Szármány-Bächen anstehenden Kalksteine stellen.

Unter diesen Kalksteinen fand ich überall die fossilführenden Werfener Schichten und an der Ostseite des Hagymás scheinen diese Schichten in den Kalkstein überzugehen. Am Nordabhang des Nagy-Somos liegt am tiefsten Teil des Kalksteins ein weisser Dolomit, der nach oben in dickbänkigen, weissen, gelblichen oder rötlichen, dichten Kalkstein

übergeht. Die oberen Schichten bestehen aus grauem Plattenkalk und eine ähnliche Ausbildung finden wir auch im Steinbruch am rechten Ufer des Kő-Baches, sowie auch am Felsen des Hagymás-Berges.

Der Tithonkalk erscheint in einigen kleineren Klippen inmitten des Bucsecs-Konglomerates, namentlich am rechten Grat des Nádas-Baches bei Felsőrákos, auf der Szilas-Höhe, sowie am linken Ufer des Hagymás-Baches, in der Flanke des Fekete-Berges in kleinen Klippen, die unter dem Konglomerat hervortreten. In dem an der Nordwestseite des Grates der Szilas-Höhe auftretenden Tithonkalk sind neben der Muschel- und Brachiopodenfauna auch Krebsreste häufig. Eine ähnliche Fauna fand ich auch in 1916 N-lich Alsórákos, im oberen Abschnitt des Somos-Baches (N-lich vom Halló-Kő), in einem kleinen Riff, dessen Krebse durch veil. Prof. L ó r e n t h e y noch aufgearbeitet werden konnten.

Auf Dogger und Lias verweisende Kalksteine waren in der Nähe dieser Klippen nicht anzutreffen. Von den Kreidebildungen müssen in diesem Gebiet zwei, eventuell drei Horizonte ausgeschieden werden.

Im unteren Abschnitt des Nádas-Baches und des in denselben einmündenden Szilas-Baches ist am Ostrand des von Triaskalken und basischen Eruptivgesteinen aufgebauten Zuges stark gefalteter Flysch in Gestalt von schieferigem Ton und dazwischen gelagertem, dünn geschichtetem Sandstein ausgebildet. Im Sandstein sind spärlich Einschlüsse zu finden, die an abgewetzte Orbitolinen erinnern. Gegen den O-lichen (höheren?) Rand des Flyschzuges vorschreitend, trifft man immer häufiger zwischengelagerte Kalkmergel. Der Westrand dieses Flyschzuges ist dem 1916 aus der Gegend von Ágostonfalva-Ürmös beschriebenen Flysch sehr ähnlich, der Ostrand hingegen unterscheidet sich von demselben durch die vielen Kalkmergel, die in ihm vorkommen.

Als südliche Fortsetzung dieses Zuges, im Szén-Bach bei Felsőrákos, besonders aber SW-lich davon, im Graben, der den Weg bei der Höhenkote 464 m schneidet, sind Kreidebildungen von etwas abweichender Ausbildung anzutreffen. Im Graben sind nämlich graue Mergelschichten aufgeschlossen, die dem Inoceramus-Mergel des Falu-Baches von Ürmös noch am meisten ähneln, jedoch kleine Versteinerungen enthalten. Im unteren Abschnitt des Baches fallen die Mergelschichten unter beiläufig 80° gegen SO ein. Das Einfallen wird später ein 50° -iges, dann neigen sich die Schichten unter 35° gegen NW hinüber, schliesslich flachen sie sich bis auf 20° ab und es folgt über ihnen — scheinbar Konkordant — das Bucsecs-Konglomerat. Die räumliche Verbreitung des Konglomerats lässt es jedoch ahnen, dass zwischen den beiden eine Diskordanz vorhanden sein dürfte. Sehr ähnlich ist dieser Mergel auch dem aus dem

Kárhágó-Bach in 1916 beschriebenen, Fossilien führenden Mergelvorkommnis.

Im Szén-Bach treten neben den Mergelschichten auch bereits massenhaft flyschartige Bildungen auf, in denen zwischen die grauen, schieferigen Tone dünne, harte Sandsteinbänke eingelagert sind. Hier fand ich in einer mergeligen Schicht ein einziges Ammonitenfragment, dem zufolge ich das Vorkommnis vorläufig nicht zum nördlicheren Flysch rechnen möchte.

Das Bucsecs-Konglomerat zieht sich vom Olt-Durchbruch angefangen in ausgedehnter, nahezu horizontaler oder nur schwach geneigter Lagerung gegen N und im Szilas-Bach von Alsórákos lässt sich unter demselben über eine Strecke von etwa 3 km der gefaltete Flysch verfolgen.

Von den mesozoischen Eruptivgesteinen kommen hier nur basische Gesteine, namentlich Porphyrite, Gabbros und Serpentine vor, deren Eruption am Fusse des Hagymás-Riffes vor der Trias erfolgt zu sein scheint. Dem Anscheine nach würden hier die Werfener Schiefer und der Triaskalkstein des Hagymás auf den Porphyriten sitzen, doch lässt sich dies in den ungünstigen Aufschlüssen nicht bestimmt feststellen.

Westlich vom mesozoischen Zug ziehen mediterrane Bildungen parallel mit dem ersteren annähernd gegen N. Die Basis der letzteren besteht aus einer gewaltigen Dazituffablagerung, auf die sich der Mező-séger salzige Ton, dann die im unteren Abschnitt aus gewaltigem Geröll oder lose verkittetem Konglomerat, im oberen aus Sand und sandigem Ton bestehende sarmatische Schichtenserie lagert. Auffallend ist es, dass die mediterranen und sarmatischen Schichten den Zug der triassischen und der alten eruptiven Bildungen in östlicher Richtung nirgends überschreiten.

Den Ostrand des Gebirges bilden levantinische Seeablagerungen, die im Vas-Bach bei Vargyas, ferner in den Nádas- und Szilas-Bächen bei Felsőrákos ein Lignitflöz einschliessen. In westlicher Richtung transgredieren die levantinischen Bildungen bereits über den Zug der Triaskalke und ziehen sich auch auf die Wasserscheide zwischen den Vargyas- und Homoród-Bächen hinauf, wo sie vom Konglomerat eines Pyroxenandesites überlagert werden.

Die jüngste Bildung des Gebietes sind Pyroxenandesittuff und Konglomerat, die z. T. die levantinischen Schichten, z. T. — wo diese fehlen — ältere Bildungen überlagern. Ihre untere Grenze liegt etwa zwischen 600—700 m ü. d. M.

Über den Bau des Gebietes kann ich mich vorläufig nicht bestimmt

äussern. Als jüngste tektonische Einheit sind die tertiären Bildungen anzusehen, wobei wieder die mediterranen—sarmatischen Bildungen der westlichen von den levantinischen der östlichen Seite zu unterscheiden sind. Die mediterranen—sarmatischen Bildungen sind in N—S-licher oder NO—SW-licher Richtung samt den älteren Bildungen verworfen. Das Alter dieser Verwerfungen muss ins Levantikum gestellt werden, weil das den Abschluss des levantinischen Zeitalters bildende Andesitkonglomerat dieselben bereits gleichmässig überdeckt. Kleinere Dislokationen erfolgten auch nach dem Levantikum. Darauf verweist der Umstand, dass das im Tal des Szilas-Baches gelegene levantinische Becken nur am linken Ufer ausgebildet ist, wo es von der bei 600 m gelegenen Sohle bis auf 700 m, also beinahe bis zum Grat emporsteigt, wogegen es sich auf das rechte Ufer überhaupt nicht hinüberzieht.

Schwieriger ist es, die mesozoischen Bildungen in tektonische Einheiten zu gliedern. Als solche ist jedenfalls das Bucsecs-Konglomerat zu betrachten, das über die sämtlichen älteren Bildungen transgrediert und in seinen tieferen Lagen aus benachbarten Gesteinen besteht, also nicht aus grösserer Entfernung her stammt. Es fragt sich indessen, ob der im Kárhágó-Bach unter dem Konglomerat liegende, Inoceramus- und Ammoniten- (*Baculites anceps?*) führende Mergel, der im Alter mit dem ähnlichen Mergel des Falu-Baches bei Ürmös übereinstimmt, mit dem Bucsecs-Konglomerat zusammen als eine tektonische Einheit anzunehmen ist? Tun wir das, so kann das Bucsecs-Konglomerat nicht dem cenomanen Konglomerat gleichgestellt werden, das von Wachner neben Ótohán im Liegenden der Inoceramus-Mergel angetroffen wurde. (Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1916, pag. 283.) Auffallend ist es aber, dass es ohne Unterbrechung, in kontinuierlichem Zug auf unser Gebiet herüberreicht. Es ist hier auch noch zu beachten, dass bei Ürmös der Inoceramus-Mergel unter flyschartigem Karpatensandstein auftaucht.

Eine selbständige tektonische Einheit repräsentiert der karpatische Flysch. Viele Anzeichen scheinen darauf hinzuweisen, als ob die Trias—Jura-Bildungen auf dem Flysch sassen und in einer tiefen Falte desselben erhalten geblieben wären. Wie bereits erwähnt, scheint im Kő-Bach bei Vargyas der Flysch unter den Triasbildungen zutage zu treten. Noch auffälliger ist die Situation des bei Felsőrákos, zwischen den Nádas- und Szilas-Bächen in O—W-licher Richtung verlaufenden Grates, auf dem der Triaskalk des Kis- und Nagy-Somos sitzt. Längs des Szilas-Baches ist unten überall gefalteter Flysch anzutreffen. Über diesem umgibt am Südabhang das Bucsecs-Konglomerat die Triaskalk-Klippen des Kis- und Nagy-Somos. Zwischen den beiden Klippen tritt in geringer Ausdehnung

auch der untertriassische Sandstein zutage. Nördlich, im Nádas-Bach sind Serpentin- und Werfener-Schichten in geringer Ausdehnung anzutreffen, die von O und W durch gefalteten Flysch mit steilen Berührungsflächen begrenzt werden.

Auf den dem Szilas-Bach zugewendeten Abhängen des Kis- und Nagy-Somos liegt — wie erwähnt — etwas Bucsecs-Konglomerat zu Füßen der aus Triaskalk bestehenden Klippen, während längs des Baches überall Flysch anzutreffen ist. Man gewinnt somit den Eindruck, als sässen die Triasbildungen des Grates auf dem Flysch und als würde die Triasdecke im Szilas-Bach nicht bis zur Talsohle hinabreichen, wogegen sie nördlich, im Nádas-Bach in geringer Ausdehnung bis in das Bett des Baches herabsteigt.

Die Werfener Schichten, der Triaskalk und die alten basischen Eruptiva bilden unzweifelhaft eine tektonische Einheit. Ob zu dieser auch der Tithonkalk hinzuzuzählen ist, kann ich vorläufig nicht entscheiden.

Aus obigen Ausführungen erhellt, dass dieses Gebirge eine ganze Reihe schwieriger Probleme präsentiert, deren Lösung dadurch erschwert wird, dass hier bereits vor der Ablagerung des Bucsecs-Konglomerats gewaltige tektonische Bewegungen erfolgten und die hierbei entstandenen Formen gelegentlich der Ablagerung des Konglomerates eine kräftige Abrasion erlitten haben. Hierdurch wurde das die Bewegungen wieder-spiegelnde Relief grösstenteils vernichtet, der übrig gebliebene Teil aber durch das Konglomerat verdeckt. Ich befürchte, dass uns auch die anderen Abschnitte des Gebirges keine besser orientierenden Aufschlüsse bieten werden und die Tektonik, sowie auch das paläogeographische Bild des Gebirges sich kaum entziffern lassen wird.

BEITRÄGE ZUR KENNNTNIS DER GEOLOGIE DES NÖRDLICHEN TEILES DES INOVEC-GEBIRGES.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1918.)

Von Dr. István Ferenczi.

In den Jahren 1914—1917 beging ich den S-lichen Teil des Gebirges.¹ In 1918 durchforschte ich den N-lichen Teil desselben, bis zur Depression von Barátságabadi, die das Gebiet gegen N begrenzt.

Die erkannten Bildungen sind von unten nach oben die folgenden:

1. Kristallinische Schiefer und mit denselben verbundene eruptive Gänge. Auf meinem Gebiet sind die kristallinischen Schiefer des zentralen Kerns die ältesten. Vom petrographischen Gesichtspunkt konnte ich ungefähr dieselben Typen konstatieren, wie im südlicheren Gebiet. Neben untergeordneterem Gneis treten auch hier Glimmerschiefer und metamorphe Gesteine mit Amphibol auf. Den bisherigen gegenüber sehe ich den Hauptunterschied im Vorherrschen der phyllitischen Gesteine. Aus kristallinischen Schiefen ist der Osthang des Gebirges aufgebaut und solche sind auch in den Kesseln am Ursprung der Nebenbäche des Vág-Flusses an der Nordseite des Gebirges anzutreffen. An der dem Fluss zugekehrten Seite konstatierte ich sie noch in zwei schmalen, stellenweise unterbrochenen Streifen. In diesen Gegenden fehlt die zentrale Granitmasse vollkommen. Dies ist der Grund dafür, dass von den kristallinischen Schiefen die weniger durchkristallisierten am weitesten verbreitet sind. Immerhin fehlen die Eruptiva keineswegs, da ich neben den Porphyroiden, die mit den kristallinischen Schiefen zusammen metamorphosiert wurden, auch porphyritische Gänge antraf. Die Porphyrite weichen jedoch wesentlich von den aus den südlichen Teilen bekannten Diabasporphyriten ab, sie sind älter als jene und lassen sich dem Anscheine nach mit der zentralen Granitmasse in Zusammenhang bringen, ganz ähnlich, wie das beinahe ausschliesslich aus Magnetit bestehende Gestein zwischen den kristallinischen Schiefen des Zelez-nik vrh bei Trencséntölgyes (Dubodjel).

¹ Ferenczi: Die geol. Verhältnisse der südlichen Hälfte des Inovec. Földtani Közlöny. (Geol. Mitteilungen, Bd. XLVIII, 1918, pag. 436.)

2. Permokarbonische—untertriassische Sedimente. An den nördlichen Seiten der drei kristallinen Schiefergebiete konnte ich je einen mehr-minder breiten Streifen einer aus mehr-minder gepressten Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten bestehenden Schichtenserie ausscheiden. In dieser Serie sind in kaum trennbarer Weise die ältesten, nicht metamorphisierten, wahrscheinlich karbonischen Sedimente des Inovec mit den permischen Sandsteinen und eventuell sogar noch mit den untertriassischen Tonschiefern vom Werfener Typ vergesellschaftet. Fossilien konnte ich zwar in der ganzen Serie nirgends sammeln, doch geht ihr z. T. untertriassisches, z. T. noch früheres Alter aus ihrer stratigraphischen Situation unzweifelhaft hervor.

3. Mitteltriassischer Kalkstein und Dolomit. An der Westseite der erwähnten drei paläozoischen und untertriassischen Sedimentstreifen traf ich in einzelnen Flecken auch die aus den südlicheren Teilen bekannten mitteltriassischen, grauen Dolomite und Kalksteine an. Am vollständigsten ist der zu der dem Vág-Fluss am nächsten gelegenen Schuppe gehörige Zug, wogegen die Kalkstreifen der dem Hauptgrat des Gebirges näher gelegenen Schuppen eine viel geringere Ausdehnung erreichen. In einzelnen isolierten kleinen Flecken sind diese Gesteine auch an der Ostseite des Gebirges vorhanden. An Fossilien sind sie im allgemeinen auch in diesem Gebiet arm, immerhin konnte ich am Osthang des Stammberges bei der Ortschaft Selec aus denselben ein verhältnismässig reiches Material von *Myophoria*- und *Terebratula*-Arten sammeln.

4. Die „Keuper“-Schichtengruppe der oberen Trias. Während der grösste Teil des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges aus den bisher angeführten Gesteinen aufgebaut ist, sind die Spuren der oberen Trias, sowie der übrigen nachgewiesenen Glieder des Mesozoikums nur am äussersten Rand des Gebirges, an den der Vág zugewendeten steilen Hängen in einzelnen Fetzen anzutreffen. Der untere Abschnitt der oberen Trias ist durch Mergel, Dolomit und Quarzsandsteine des „Keupers“ repräsentiert. Diese Serie konnte ich zwischen Beckó und Bodóka am steilen Vág-Ufer feststellen. Ihre Ausbildung ist ganz ähnlich, wie in den südlicheren Gebieten.

5. Obertriassischer „Kössener“ Kalkstein. NO-lich von Vágrákó traf ich in einem einzigen kleinen Fleck auch diesen korallenführenden, lumaschellenartigen, stellenweise oolitischen Kalk an.

6. Die „Grestener“ Serie des unteren Lias. N-lich und S-lich von Beckó, sowie O-lich von der Burgruine von Beckó konnte ich aus der „Grestener“ Serie des unteren Lias sowohl die vom Rhätikum

herüberführenden, schieferigen, sandigen, kalkigen Bildungen, wie auch die typische Sandstein-, Tonschiefer- und Plattenkalk-Fazies konstatieren. Am nördlichsten Punkt des Vorkommens, um die Mitte des Weges zwischen Beckó und Bodóka kommen in der Schichtenserie auch Lumschellenbänke vor, aus denen die folgende kleine Fauna zum Vorschein kam: *Pentacrinus* sp., *Gervilleia* sp., *Arca* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp. cfr. *sublamellosa* Dunkler, *Lima punctata* Sow. *Lima* cfr. *antiquata* Sow.

7. Feuersteinführender (Lias?) Kalkstein. Im Felsen der Burgruine von Beckó erkannte ich einen hellgrauen, kieseligen Kalkstein mit Feuersteinknollen, der von allen Kalksteinen des begangenen Gebietes wesentlich abweicht. Schon Stache² schied bei seinen Aufnahmen dieses Gestein unter dem Namen „Virgloriakalk“ aus und erwähnt aus demselben untertriassische Brachiopoden. Im Kalkstein der Felswand konnte ich trotz aufmerksamsten Suchens keinerlei Versteinerungen finden, im äusserst heterogenen Baumaterial der Burg hingegen ist ein dunkler gefärbter Kalkstein ziemlich häufig, der dem fossilienführenden Kalk von Selec ähnlich ist und gleichfalls Abdrücke von Myophorien lieferte. Aus diesem Grunde halte ich die von Stache beschriebenen Brachiopoden nicht für Fossilien der Felswand, sondern halte es für wahrscheinlich, dass dieselben aus dem Baumaterial der Burg herkommen dürften, was sich übrigens nur durch einen Vergleich mit den Originalen Stache's und dem Gesteinsmaterial derselben entscheiden liesse. Den Kalkstein des Burgfelsens von Beckó, der gegen die unterliassischen „Grestener“ Mergelschiefer einfällt, halte ich nicht für untertriassisch, sondern sehe in demselben den Repräsentanten eines höheren Liashorizontes, eventuell der höheren Jura.

8. „Chocs“-Dolomit und „Dachstein“-Kalkdecke (Obere und mittlere Trias). Den nördlichen letzten kleinen Fetzen der in 1916 eingehend begangenen grossen Triasdecke von Vággluka fand ich in der isolierten kleinen Kuppe des Skalke bei Kocsóc. Ein kleiner Fleck dieser Decke ist auch an der Ostseite des Gebirges südlich von Trencséntölgyes anzutreffen. An der Westseite herrschen die in die höhere, vielleicht schon obere Trias gehörigen, kalkigeren Dolomite vor, während der kleine Fleck von Trencséntölgyes aus mitteltriassischem Diploporendolomit besteht.

9. Andesittuff, Konglomerat, Lignit, Ton (unte-

² Auszug des Vortrages von Stache in Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst., 1864, pag. 60.

res Mediterran). Unsere aus den Aufnahmen der 1860-er Jahre herstammenden alten Karten verzeichnen an mehreren Stellen des Báner Beckens in langen schmalen Streifen die Schichtengruppe der sog. „Congerenschichten“. Die Begehung dieser Streifen und ihrer Umgebung führte zu einem unerwarteten Resultat: die an den S-lichen steilen Hängen der Täler zutage tretenden Schichten bestehen hauptsächlich aus Andesittuff, der auch Schichten aus Lapillis und mitunter kopfgrossen Bomben enthält. Im Hangenden derselben ist auch ein toniges Sediment in geringer Menge vorhanden, während das Liegende derselben verkohlte, lignitische Fetzen enthält. Das ungemein grobe Lapillimaterial kann nur vom unweit gelegenen vulkanischen Gebiet des Ptacsnik hergeleitet werden. Die Kohlenschmitze aber dürften mit den kohlenführenden Bildungen von Nyitrabánya (Handlova) identisch sein, die gleichfalls im Liegenden der Andesittuffe auftreten. Das tonige Sediment der tieferen Horizonte lässt sich auch in der Gegend des Eisenbahneinschnittes von Barátszabadi konstatieren, ja einzelne Angaben verweisen sogar darauf, dass diese Bildungen auch in das Becken von Tornyos—Barátszabadi hinüberreichen. Fossilien fand ich in den Tuffen nicht. Im Lignit sind die gepressten Gehäuse von Süsswasserschnecken ziemlich häufig. Nach der Analogie der ähnlichen Bildungen von Nyitrabánya und Selmecebánya stelle ich die ganze Schichtengruppe in das Untermediterrän.

10. Obermediterräne Abrasionsbreccie. Das in 1916 um Vágluka nachgewiesene Abrasionsplateau setzt sich auch auf meinem diesjährigen Gebiet fort, u. zw. zwischen Temetvény und Kocsóc etwas verschwommen, in der Gegend von Beckó und Bodóka aber umso ausgeprägter. Am Nordfuss des Gebirges ist es abermals weniger scharf ausgebildet, doch lässt sich die Arbeit der Abrasion auch hier nachweisen, ebenso, wie auch an der Ostseite, wo das Material der Abrasionsbreccie unter der Lössdecke weit verbreitet ist. Für ihr mediterränes Alter spricht ihre Lagerung im Hangenden der oben erwähnten Andesittuffe.

11. Quartäre Ablagerungen. In der Reihe der jüngsten Sedimente sonderte ich den vor den Tälern von Temetvény und Horka gelegenen flachen Schuttkegel ab. Eine viel grössere Bedeutung besitzt der noch jüngere Löss am Ostfuss des Gebirges, besonders an den Stellen, wo er das abradierte Gelände in grosser Mächtigkeit bedeckt, während die holozänen Inundationssedimente in den wasserarmen Tälern kaum durch einige Spuren repräsentiert sind.

Die aufgezählten Bildungen bauen auch hier, ebenso wie in den südlicheren Teilen, in Falten gelegt das Gebirge auf. Obzwar der schuppenförmige Bau im ganzen Gebirge gleich bedeutsam ist, findet man auch auf dem in Rede stehenden Gebiet Unterschiede im Bau der Falten. An der Sohle der Täler von Temetvény und Vághorka, in diesem nördlichsten Teil der grossen Sedimentzone von Szentmiklósvölgye sind auch die über der mittleren Trias folgenden Schichten gefaltet. Demgegenüber figurieren im grössten Teil meines diesjährigen Arbeitsgebietes, ähnlich wie am Süden des Gebirges in der Umgebung von Radosna und Vágvezekény, nur die mitteltriassischen und noch älteren Schichtenserien in den Falten. Nur neben der äussersten Falte sind auch die jüngeren Schichten anzutreffen.

* * *

Was die nutzbaren Materiale anbelangt, kommt ausser den Kalksteinen nur der als Baustein brauchbare permische Quarzitsandstein in Betracht. Zwischen den kristallinen Schiefen fand ich vereinzelt näher nicht bestimmte Vorkommnisse von Kupfersulfid, die aber wegen ihrer Spärlichkeit keine Bedeutung besitzen. Neben dem bei den kristallinen Schiefen erwähnten Magnetitstock fand ich an mehreren Stellen ein interessantes Vorkommen eines Hämatits von guter Qualität, das vielleicht sogar auf die Entstehungsweisen des Hämatits ein neues Licht werfen kann. Diese Eisenerze bildeten vormals den Gegenstand eines Bergbaues.



The following information was obtained from the records of the... (faded text)

It is noted that the... (faded text)

The... (faded text)



... (faded text)

GEOLOGISCHE NOTIZEN ÜBER DIE GEGEND VON TELKIBÁNYA, GÖNC UND REGÉCKE.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1921—1924.)

Von Dr. Aurél Liffa.

In 1921 beauftragte mich die Direktion der Kgl. Ung. Geol. Anstalt mit dem Studium der geologischen Verhältnisse von Telkibánya, mit besonderer Rücksicht auf die dortigen Edelerzvorkommnisse. Meine Tätigkeit erstreckte sich dem entsprechend in 1921 auf das Gebiet NO-lich von Telkibánya, namentlich auf das Gebirge zwischen Telkibánya, Pányok und Füzérhuta, in 1922 auf die von S anschliessende Umgebung von Gönc und Göncruszka, in 1923 auf das Bergland zwischen Gönc, Hejce und Fony, in 1924 auf die Umgebung von Regécke, Korlát und Vizsoly.

Orographische und geomorphologische Verhältnisse. Auf dem oben angegebenen Gebiet herrscht das Gebirge vor, doch haben im Anschluss an dasselbe auch die von grösseren und kleineren Tälern durchschnittenen Hügel eine bedeutende Verbreitung.

Die Täler sind z. T. tektonisch, z. T. auf die Erosion zurückzuführen. Zu den ersteren ist vor allem das Tal des Hernád-Flusses zu rechnen. Es bezeichnet den Verlauf einer grossen Bruchlinie, längs welcher der grösste Teil des O-lich von ihr gelegenen Gebietes in die Tiefe sank und hierdurch den emporsteigenden Gesteinsmagmen Raum gab. Diese Annahme wird durch zahlreiche Tatsachen gerechtfertigt, von denen ich hier nur die lauen Thermen anführen will, die längs dieses Tales an mehreren Stellen, namentlich in Alsókékesd, Gönc und Aranyos zutage treten.

Auf einen ähnlichen Ursprung verweist auch das in der Gegend von Telkibánya, zwischen Szabadföld und Pukanc gelegene Tal von geringer Ausdehnung, wo die sarmatischen Schichten an der einen Seite des Tales am Gipfel, an der anderen fast ganz an der Sohle des Tales anzutreffen sind. Dies beweist gleichzeitig, dass der Bruch in postsarmatischer Zeit zustande kam.

Die durch Erosion entstandenen Täler sind in diesem Gebiet sehr schmal und verhältnismässig tief. Das grösste derselben ist das zwischen Gönc und Telkibánya gelegene, unter dem Namen Telkibányaer Pass bekannte Tal. Auf dem Felsőbalog genannten Abschnitt des linken Ufers

bei Gönc ist die ehemalige Talsohle in der Gestalt einer schmalen Terrasse gut sichtbar. Die Aufschlüsse seiner Ufer zeigen die Abwechslung der verschiedenen Ablagerungen des Tales. Ähnlich sind auch die Täler des Kis-patak, Nagypatak und des bei Hejce entspringenden Szerencs-Baches etc. beschaffen.

Vom hügeligen Abschnitt des Gebietes verdienen die Schotterterrassen besonders erwähnt zu werden. Es sind hier zwei solche vorhanden: eine niedrigere, die zwischen Zsujta und Gönc unmittelbar an das Tal der Hernád grenzt, und eine höhere, die O-lich von Gönc, auf dem Nagyhó genannten Hang des Dobogóhegy liegt. Während die erstere von Zsujta beinahe bis Göncruszka ununterbrochen verfolgt werden kann, ist die letztere nur an einzelnen Stellen anzutreffen. Sie lässt sich mit vielfachen Unterbrechungen bis zur Grenze von Hejce konstatieren. In derselben Höhe ü. d. M. ist auch bei Telkibánya eine Schotterterrasse vorhanden, die einen beinahe bis zum Fuss des Gebirges reichenden Teil des Plateaus bildet, auf dem die Kirche steht.

Der Niveauunterschied der beiden Terrassen ist in Anbetracht dessen, dass die eine durchschnittlich 200 m, die andere 300 m ü. d. M. liegt, ziemlich bedeutend. Sie bestehen durchwegs aus runden, weissen oder grauen Quarzitzeröllen. Wesentlichere Abweichungen zeigen sich bloss in der Grösse der Gerölle, die in der oberen Terrasse durchschnittlich haselnuss-, in der unteren faustgross sind und nicht selten sogar noch grössere Dimensionen zeigen.

Das Hügelland ist wellig und schliesst sich mit sanftem Hang dem daraus emporsteigenden Gebirge an.

Die Formen der Berge stehen in engem Zusammenhang mit der Art der dieselben aufbauenden Gesteine, indem die Eruptionen des Rhyoliths sanft ansteigende, mehr-minder abgerundete Formen, die darauffolgenden Andesitergüsse aber steile Hänge, spitze Kuppen oder scharfe Grate bilden.

Gegen O gestaltet sich das Gebirge zu einem immer mehr geschlossenen Massiv mit wenigeren Kuppen, aber umso zusammenhängenderen, verhältnismässig niedrigen Graten. Da der Gebirgszug in dieser Gegend die grösste O—W-liche Breite aufweist, dürfe das Empordringen der Magmen hier mit der grössten Intensität erfolgt sein.

Geologische Verhältnisse. Im Aufbau unseres Gebietes spielen die eruptiven Gesteine die grösste Rolle, die aus Rhyolithen, Andesiten und deren Tuffen bestehen. Im N-lichen Abschnitt des Gebietes, zwischen Pányok, Füzérhuta und der Grenze des besetzten Gebietes, sowie auch zwischen Gönc, Hejce und Fony herrschen die Andesite, S-lich von

Füzérhuta zwischen Telkibánya und Gönc, sowie auch in der Nähe von Regécke die Rhyolithe vor.

Die Andesite sind pyroxenhaltig und z. T. unverändert, z. T. umgewandelt. Die unveränderte Varietät ist in der Nähe von Pányok dunkel, fast ganz schwarz gefärbt, mit frischen Gemengteilen in der Grundmasse. Die umgewandelten, sowie auch die verwitterteren Abarten kommen in Telkibánya und in dem S-lich davon gelegenen Gebiet vor. Die ersteren kommen als propylitische Andesite (Grünsteine) am Fuss der Gyepü- und Kánya-Berge bei Telkibánya, im S an 1—2 Stellen des Huta-Tales, am Fuss des Zabarla-Berges und in den Aufschlüssen des auf den Bárdi-Berg führenden Hohlweges vor. Die letzteren sind durch ihre grauen, mitunter ins Rötliche neigenden Abarten in dem von Gönc bis Fony reichenden Abschnitt unseres Gebietes Schritt für Schritt repräsentiert.

Der Grünstein-Andesit wurde durch die postvulkanischen Wirkungen vollkommen zersetzt. Es lassen sich in demselben mit freiem Auge ausser den hier und da auffallenden kaolinisierten Feldspaten nur die schmutzig grünen Zersetzungsprodukte der farbigen Gemengteile erkennen. Die in der graulichen bis rötlichen Grundmasse eingeschlossenen Gemengteile der grauen, in Verwitterung begriffenen Andesite sind zersetzt. Dies bezieht sich besonders auf die Feldspate, die fast vollständig in Kaolin umgewandelt sind.

Die Rhyolithe treten in diesem Gebiet in verschiedenen Abarten, namentlich als gewöhnliche Rhyolithe mit felsitischer Grundmasse, als Lithoide, als Gläser und schliesslich als Tuffe auf. Die gewöhnlichen Rhyolithe sind in der Gegend von Füzérhuta, die übrigen zwischen Telkibánya und Gönc, sowie auf dem Gipfel des in der Nähe der Ruine von Regéc gelegenen Serfőző-Berges und am Grat des Zabarla-Berges anzutreffen. Die glasigen Varietäten kommen in der Gestalt von Bimssteinen und Perliten im Pass von Gönc—Telkibánya in zusammenhängenden Flecken von grösserer Ausdehnung vor. Die ersteren sind auf dem Vas-(Eisen-) Berg, die letzteren z. T. in dem genannten Pass, z. T. in Telkibánya, am Berge der Kirche weiter verbreitet.

Bezüglich des gegenseitigen Verhältnisses der Rhyolithe und Andesite lässt es sich feststellen, dass die ersteren die Basis der Berge oder höchstens einen Teil ihrer Hänge, die Andesite hingegen überall die höchsten Kuppen derselben aufbauen. Es liegt somit die Annahme nahe, dass die letzteren die Rhyolithe durchbrachen und folglich jünger als dieselben sein müssen.

Bezüglich des Zeitpunktes der Eruption sowohl der Rhyolithe wie auch der Andesite liefert in diesem Gebiet allein das neben Gönc gelegene

Szabadföld Anhaltspunkte, wo der Andesit durch weissen, bimssteinhaltigen Rhyolithtuff überlagert wird. Aus dem obersten Teil dieses Tuffes, resp. aus dem darüber gelagerten, weisslichgrauen, tuffösen Ton kamen für die sarmatische Stufe bezeichnende Versteinerungen zum Vorschein u. zw. nach der Bestimmung meines Kollegen, des Sektionsgeologen Dr. Zoltán Schréter die folgenden Arten:

a) Im weisslichgrauen Ton: *Cardium latisulcatum* Mü n s t., *Modiola volhynica* Eichw.

b) Im Rhyolithtuff: *Cardium* cfr. *obsoletum* Eichw., *Buccinum* (*Dorsanum*) *dupplicatum* Sow., *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* Eichw.

Es ergibt sich hieraus, dass der Rhyolithtuff am Beginn des Sarmatikums zur Ablagerung gelangte, während der mit Tuffen bedeckte Andesit bereits im oberen Mediterran emporstieg.

In Anbetracht dessen, dass die Rhyolithe — von dieser Stelle abgesehen — sonst vom Andesit überlagert werden, kann man darauf schliessen, dass in diesem Gebiet die Eruptionen der Rhyolithe in mehreren Perioden erfolgten.

Von den Tuffen sind hier jene des Andesits und des Rhyoliths ausgebildet.

Der Andesittuff besitzt im Vergleich zu den bisher beschriebenen Gesteinen bloss eine untergeordnete Verbreitung. Er bildet nur zwischen Gönc, Hejce und Fony einige Flecke von geringer Ausdehnung. Er ist hinsichtlich seiner Struktur und Farbe verschieden. In der Gegend von Gönc ist er meist rötlich braun, in der Nähe von Hejce aber eher hellgrau. Seine Struktur ist je nach der Grösse der Aschenpartikeln und sonstigen Minerale bald fein, bald grob. (Agglomeratischer Tuff.) Er enthält meist abgerundete Andesiteinschlüsse von grösseren Dimensionen, wodurch er stellenweise in ein wahrhaftiges „Konglomerat“ verwandelt wurde.

Die oberflächliche Verbreitung des Rhyolithtuffs ist bedeutend grösser wie diejenige des vorher besprochenen. Er ist besonders in Telkibánya häufig, wo er in der Gegend des Zöldmáj ein grösseres zusammenhängendes Gebiet bedeckt. In kleineren Flecken kommt er in Gönc, in grösserer Ausdehnung in der Nähe von Korlát und Vizsoly vor. Er enthält in der Regel erbsen—haselnussgrosse Perlit- und verschieden grosse Bimssteinbruchstücke. Das Verhältnis der beiden schwankt, an einzelnen Stellen herrscht der Perlit, an anderen der Bimsstein im Tuff vor. In Hejce kommt eine fast vollkommen weisse, lockere Abart vor, die Perlit kaum, Biotit aber in umso grösserer Menge und sporadisch auch Quarz enthält.

In der Reihe der eruptiven Bildungen müssen noch die postvulkanischen Produkte: Hydroquarzit und Opal erwähnt werden. Ersterer ist

in der Nähe von Fony in grösserer Ausdehnung aufgeschlossen. Das Gestein ist dicht, gelblichweiss, stellenweise mit einem Stich ins Rote. Sein Vorkommen ist schon seit langen Zeiten bekannt, da er fast in seiner ganzen Ausdehnung aufgeschlossen ist, als Zeichen dafür, dass er vormals in grösserem Massstab abgebaut wurde. In geringerer Menge kommt er noch in Korlát, Regécke, Mogyoróska und Huta vor.

Der Opal ist von Geysirit begleitet im Pass zwischen Fony und Mogyoróska und am N-lichen Ausläufer des Schlossberges der Ruine Regéc als Kieselsäurehydratausscheidung ehemaliger Thermen anzutreffen.

Die Sedimentbildungen spielen im aufgenommenen Gebiet eine untergeordnete Rolle. Die Schichten der sarmatischen Stufe überlagern — wie erwähnt — am Szabadföld in der Gegend von Gönc und Telkibánya den Rhyolithtuff und bestehen aus ziemlich fossilreichem, tuffösem Ton. Etwas weiter gegen O sind sie auch im Kubolydülő vorhanden, wo sie in der Gestalt eines fast vollkommen weissen tonigen Mergels durch den Abbruch des Hanges an die Oberfläche gelangten. Schliesslich kommen sie auch noch als grauer Ton und tufföser Sand in dem neben der Pukanc genannten Mühle aufgeschlossenen Bimsstein- und Perlittrümmer enthaltenden Rhyolithtuff vor.

An allen genannten Stellen kamen aus diesen Schichten Faunen mit meist grosser Individuen-, jedoch geringer Artenzahl zum Vorschein. Kollege Dr. Schrétér war so freundlich die folgenden Arten zu bestimmen:

a) Aus dem mergeligen Ton vom Kubolydülő: *Cardium latisulcatum* Mü n s t. (häufig), *C. obsoletum* Eich w. var. *vindobonensis* P a r t s c h (selten), *Syndesmya reflexa* Eich w. (häufig), *Mactra fragilis* L a s k. (selten).

b) Pukanc-Mühle. Aus dem tuffösen Sand: *Cardium obsoletum* Eich w. var. *vindobonensis* P a r t s c h (selten), *Ervillea podolica* Eich w. (selten), *Potamides (Pirenella) nodosoplicatus* M. H o e r n. (ziemlich häufig), *P. disjunctus* S o w. (selten). Aus dem grauen, tuffösen Ton: *Cardium latisulcatum* Mü n s t. (ziemlich häufig), *C. obsoletum* Eich w. var. *vindobonensis* P a r t s c h (häufig), *Mactra fragilis* L a s k. (häufig), *Tapes gregaria* P a r t s c h (Fragment, selten), *Trochus* sp. (selten).

Die Fossilien sind — mit Ausnahme jener des tuffösen Sandes bei der Pukanc-Mühle — Steinkerne und Abdrücke, oft sehr schlecht erhalten und deformiert. Der tufföse Sand hingegen enthält Fossilien mit Schalen.

Wahrscheinlich zur sarmatischen Stufe gehörig ist auch der graue, fossilienlose Ton, der in einem Wasserriss am Fuss des Sinta-Berges bei Telkibánya aufgeschlossen, sowie auch im Bors-Bach zwischen Korlát und

Fony anzutreffen ist. Hinsichtlich seiner Farbe und Konsistenz stimmt er mit dem oben besprochenen auffallend überein.

Im Sattel zwischen Gyepü-Berg und Kánya-Berg, sowie am Fuss des Kecskehát tritt ein grauer, mittelkörniger Sandstein zutage, von dem es sich in Ermangelung von Fossilien nicht entscheiden lässt, ob er dem Sarmatikum, oder vielleicht schon den Schichten der pannonischen (pontischen) Stufe angehört. Wahrscheinlich sind zu den letzteren auch die — in grosser Ausdehnung aufgeschlossenen — grauen Sandschichten zu rechnen, die in der Nähe von Zsujta unter der erwähnten Schotterterrasse an die Oberfläche hervortreten und keine Fossilien enthalten.

Das Pleistozän ist ausser den bereits erwähnten Schotterterrassen auch noch als Löss und Nyirok (zäher Lehm) ausgebildet. Der Löss bedeckt die das Hernád-Tal begleitenden, der Nyirok die am Fuss des Gebirges gelegenen Hügel. Letzterer bildet nicht selten auch im Inneren des Gebirges die Decke der Andesite, besonders zwischen Gönc und Fony (Kisvárdá).

Das Holozän ist im Tal der Hernád durch Ton und sumpfige Gebiete repräsentiert.

Bergbau. Meine Erfahrungen bezüglich des Vorkommens von Edelerzen in Telkibánya kann ich im folgenden kurz zusammenfassen. Ungefähr anderthalb Stunden zu Fuss von der Ortschaft sind im Gebirge zwei von einander mehr-minder isolierte und auch in ihrer Ausdehnung verschiedene Erzzüge anzutreffen. Der kleinere, W-liche liegt am Gyepü-Berg, der grössere O-liche am Kánya-Berg. An beiden Stellen gelangten die Erzgänge an den Stellen zur Ausbildung, wo der Grünsteinandesit mit den Rhyolithuffen zusammentrifft. Sie streichen gegen N zwischen 23^h und 1^h , ihre Mächtigkeit wechselt zwischen 0.30—1 m.

Der am Gyepü-Berg gelegene, W-liche Zug besteht aus den András- und Johann Baptista-Gängen, der am Kányahegy befindliche O-liche Zug aus den Lobkowitz-, Glückauf-, Jupiter-, Zsófia-, Graf Breuner-, August Freuden-, Glücke- etc. Gängen. Diese wurden durch zahlreiche Stollen und Schächte aufgeschlossen. Zur Zeit ist jedoch der Zug des Gyepühegy nur durch den Andreas-Stollen, jener des Kányahegy durch die Stollen der Mária- und Zsófia-Gruben zugänglich. Die übrigen Aufschlüsse sind unzugänglich. Auch die erwähnten Gruben sind in schlechtem Zustand und nur in den obersten Horizonten befahrbar, soweit dieselben in 1921 durch eine Interessengemeinschaft mit geringem Geldaufwand und dementsprechend geringen Arbeitskräften — in etwa 5 Monaten — zugänglich gemacht werden konnten.

Der oberste Horizont der András-Grube hatte den gegen NNO streichenden Hauptgang in einer Länge von 160—170 m aufgeschlossen.

Im Querschlag desselben wurden zwei Schächte abgeteuft, der eine am Ende des Zubaustollens, der andere beiläufig in der Mitte des Querschla- ges. Beide waren 95 m tief, befahren konnte nur der letztere werden. Der in einer Höhe von 20—30 m abgebaute András-Gang fällt sehr steil gegen O ein. Das Material des Ganges ist stellenweise kieselig, stellenweise tonig.

Der Zubaustollen der Mária-Grube trifft nach der Durchquerung von 1—2 dünnen Erzschnüren einen gegen NNO streichenden, grösstenteils tonigen Gang. Der aus demselben abzweigende Querschlag führt zum 2-ten Hauptgang, der im N-lichen Teil des Schurfstollens tonige Ein- lagerungen, im S-lichen Teil grössere Erzimpregnationen enthält. Wie weit die letzteren reichen und welche Veränderungen sie erfahren, das konnte wegen der eingestürzten Abschnitte nicht entschieden werden. Am Ende des Zubaustollens befindet sich ein zur Zeit unbefahrbarer Schacht von unbekannter Tiefe. Nach meinen an Ort und Stelle gewonnenen Informationen wurde gelegentlich der Ausräumung des Stollens der zu- sammengetragene Schutt in diesen Schacht geworfen. Die Gänge der Mária-Grube streichen gegen NNO, z. T. gegen NNW und fallen steil gegen O ein. Der Zubaustollen der Zsófia-Grube erreicht den gegen NNW streichenden Hauptgang in einer Entfernung von ungefähr 60—70 Metern. Das Material desselben ist beinahe im ganzen befahrbaren Ab- schnitt tonig, erdig. Er fällt steil gegen O ein. Die abbauwürdigen Par- tien wurden auch hier bis zu einer Höhe von 15—20 m abgebaut.

Die obigen Ergebnisse zusammenfassend lässt es sich feststellen, dass in den kurz geschilderten Aufschlüssen solche charakteristische Gangaus- füllungen, deren Material auf die einzelnen Tiefenzonen und deren Aus- dehnung Rückschlüsse zuliesse, nicht anzutreffen waren. Immerhin ver- weist der an mehreren Stellen konstatierbare, mehr-minder grosse Limo- nitgehalt des Nebengesteins auf die Oxydationszone.

Was nun den Metallgehalt der Gänge anbelangt, liefern nur die Analysen der an Ort und Stelle eingesammelten, an Erzen allerdings ärmeren Impregnationen einige Anhaltspunkte. In den Proben wurden 2.3—5.3 g Gold und 85—490 g Silber pro Tonnen nachgewiesen. Es sind auch noch Analysen von hier herstammender Proben bekannt, die 30 g Gold pro Tonnen feststellten, doch dürften diese irrtümlich sein.

Im Zusammenhang mit den Erzgruben muss ich auch noch die am Osthang des Gyepü-Berges gelegenen, unmittelbar an die András-Grube grenzenden Kaolingruben erwähnen, deren Material in Stollen abgebaut und z. T. in Telkibánya, z. T. in Hollóháza zu Porzellangeschirr auf- gearbeitet wurde. Die Stollen sind zur Zeit verfallen, so dass ich mich über das Vorkommnis des Kaolins nicht eingehender orientieren konnte.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER GEOLOGISCHEN VERHÄLT- NISSE DER UMGEBUNG VON FACSKÓ (FAČKOV) UND FRIVALDNÁDAS (FRIVALD UND TRSTENA).

(Bericht über die Aufnahme in 1917.)

Von Dr. Gyula Vigh.

Das begangene Gebiet gehört zum Talsystem des Rajec-Baches und entfällt z. T. auf das ausgedehnte neokome Mergelgebiet, das in der Berührungszone der Mincsov- und Kleinen Magura-Gebirge auftretend, vom Rand des Turócer Beckens in SW-licher Richtung gegen das Tal der Vág dahinzieht, — z. T. aber bereits auf jenen Abschnitt des Mincsov-Gebirges, wo die aufgerissenen Falten schuppenförmig übereinander geschoben wurden.

Bezeichnend für das Gebiet sind die Täler mit breiter Sohle und steilen Hängen, sowie die hohen Grate, die von den zackigen Resten der ehemaligen triassischen Kalk-, resp. Dolomitdecke gekrönt werden. Die unter dieser Triasdecke hervortretenden, wasserreichen Quellen speisen grosse Bäche, die in ihrem oberen Lauf reissend bergabstürzen, in ihrem unteren Abschnitt aber grosse Schleifen in die aufgefüllte Sohle des Tales grabend, der Vág zueilen.

Am geologischen Aufbau dieses Gebietes beteiligen sich dieselben Bildungen, die von den unmittelbar benachbarten Gebieten bekannt sind. Im S herrschen der neokome Mergel und der diesen überlagernde Chocs-Dolomit und Kalkstein vor, während weiter N-lich auch die jurassischen und obertriassischen Schichten an die Oberfläche emportauchen. Die an der Südgrenze, im Potok-Tal (einem unterhalb des Gerstberges ausgehenden linken Nebental der Pravňanka) zutage tretenden Jura- und Trias-Schichten tauchen am unteren Ende des Tales wieder unter die neokomen Mergelschichten.

Die Triasformation ist durch den Dolomit des subtrischen Kerngebirges (Frivalder Tal), den ladinischen Deckendolomit und Kalkstein, durch bunte Keuperschiefer und Sandsteine, ferner durch die Kössener Schichten repräsentiert, der Jura durch Fleckenmergel, weitverbreitete, feuersteinführende Mergel, Kalksteine und Kalkmergel, das Neokom durch die bekannten grauen Mergel, die in ihren tieferen Horizonten

zwischengelagerte Kalksteine enthalten. Gegenüber der Ortschaft Facskó, an den Ufern der scharfen Biegung des Baches sind eozänes Konglomerat, schieferiger Ton, Sand mit Dolomitgrus und Sandstein in abwechselnden Lagen zu beobachten.

Aus dem Kalkstein der „Chocs-Decke“ kamen im Kesseltal unterhalb des Nasensteins (Klak) aus dem kleineren der beiden auf dem neokomen Mergel sitzenden isolierten Felsblöcke unter mehreren Muschel- und Brachiopoden-Fragmenten eine *Rhynchonella* sp., sowie Stielglieder von Krinoiden zum Vorschein, der grössere enthält viele Korallen und Krinoiden, ausserdem *Cidaris*-Stacheln. Auch in den Kalksteinschichten des N-lich von Huboce gelegenen Tales fand ich einen *Cidaris*-Steinkern.

Aus dem roten Jurakalk auf der rechten Seite des Ribna-Tales sammelte ich Bruchstücke von Ammoniten und Belemniten, an einer anderen Stelle Fragmente von oberjurassischen Aptychen.

Die Schichten des neokomen Mergels lieferten im Tal des vom Fusse des Nasensteins ausgehenden Sucha-Baches *Holcostephanus (Astieria)* sp. und *Hoplites* sp., am Na-Djel *Terebratulina* sp., *Hoplites* sp., *Aptychus* sp., auf den Hängen der Končina- und Bukovina-Berge *Aptychus* sp.

In den eozänen Schichten fand ich keinerlei organische Reste.

Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes sind interessant.

Der einheitliche, zusammenhängende Zug des neokomen Mergels bildet — obzwar er sekundär oft ziemlich stark, aber nicht so tiefgreifend gefaltet ist, dass die älteren Schichten seines Liegenden an die Oberfläche gelangten — im Grunde genommen eine breite Synklinale mit W—O-lich verlaufender Achse. Sie erreicht ihre grösste Breite beim Nasenstein (Klak). Gegen O steigt der Mergel bis zum Kamm der Grate hinauf und geht schon fast in die Antiklinale über, gegen W aber verschwindet der Nordflügel der Synklinale unter die ausgedehnte Decke des „Chocs“ Dolomits und Kalksteins tauchend, in der Tiefe. Im O-lichen, zwischen das Turócer Becken und das Pravranka-Tal entfallenden Abschnitt sitzen auf den hoch emporgehobenen Schichten der flachen Synklinale — die am höchsten emporragenden Grate und Gipfel bildend — gleichsam als „Beschwerer“ (Vetters) einzelne mehrminder grosse Schollen und Fetzen der „Chocs“ Dolomit- und Kalkstein-Decke. Längs des Rajec-Tales aber verschwinden die hier im grossen ganzen gegen NW geneigten Schichten des neokomen Mergels längs einer scharf hervortretenden SSW—NNO-lichen Bruchlinie unter der ausgedehnten, einheitlich zusammenhängenden „Chocs“-Decke.

Gegen N, vom Fočera-Tal angefangen ist die Hülle der die älteren

Bildungen bedeckenden neokomen Schichten geborsten und als Folge der kräftigen Faltungen und Brüche treten erst an den Hängen der Täler, später auch auf den Graten die Jura- und Triassschichten auf.

Das ganze Gebiet ist durch Brüche und Verwerfungen gegliedert. Die Hauptbruchlinien verlaufen im grossen ganzen von N gegen S, genauer von NNO gegen SSW, während die senkrecht zu diesen auftretenden W—O-lichen nur eine geringe Bedeutung besitzen. Eine der bedeutungsvollsten Hauptbruchlinien ist am rechten Ufer des Rajec-Tales anzutreffen, wo sie sich in der gerade verlaufenden Grenze zwischen dem neokomen Mergel und dem „Chocs“-Dolomit markant zu erkennen gibt. Es ist dies die SW-liche Fortsetzung jener grossen Bruchlinie, längs welcher die äussere Partie des an der Nordwestseite des Mincsov auftretenden Sedimentgürtels abgebrochen ist und die sich auch am Nordrand des Kisfátra-(Fátrakriván-) Gebirges weiter verfolgen lässt.¹

Diese Bruchlinie wird auch durch die steil gegen das Becken, resp. die Klippenzone abfallenden Stirnhänge der NW—SO-lich verlaufenden Nebengrate beider Kerngebirge bezeichnet, doch markieren auch zwischen Facskó und Frivald ähnliche steile Stirnhänge ihren Verlauf.

Eine ähnliche Bruchlinie bedeutet auch die an der Westseite des Revan-Sattels, oberhalb der Landstrasse in N—S-licher Richtung verlaufende, aus feuersteinführendem Jurakalk bestehende Steilwand, die sich südwärts im oberen Abschnitt des Bärengrundes weiter verfolgen lässt.

Der Kamm des vom Gerstberg ausgehenden Grates ist vom neokomen Mergel gebildet; derselbe lehnt sich auch an den Fuss der Steilwand oberhalb der Landstrasse, während zwischen den beiden die feuersteinführenden Jurakalke anstehen.

Auf eine in ähnlicher Richtung verlaufende Bruchlinie verweisen auch die Schichtenstörungen, die an den beiden Ufern des Veidnár-Baches (eines vom S in das Frivald-Tal mündenden Nebenbaches), sowie auf dem Kukla—Staviance-Grat zu beobachten sind. Die vom Bukovina-Berg gegen N immer höher emporsteigenden Juraschichten sind am W-lichen, breitrückigen Nebengrat des Kukla-Berges kuppenförmig emporgehoben, wodurch auch die roten, schieferigen Tonschichten des bunten Keupers zutage treten. Der steil abfallende, 966 m hohe Grat des Kukla-Berges ist von NW-lich einfallenden, jurassischen, dichten Fleckenmergeln aufgebaut, unter denen etwas oberhalb des 753 m hohen

¹ Uhlig: Geologie des Fátrakriván-Gebirges. Denkschr. d. K. K. Akad. d. Wiss., Math. Naturw. Classe, Wien, Bd. LXXII.

Sattels Kössener schieferiger Mergel und dunkler Tonschiefer, dann an den Hängen des Staviance die Schichten des bunten Keupers zutage treten. An den mit Fichten bepflanzten Lehnen des breiten Talursprunges sind in wiederholter Wechsellagerung die steil aufgerichteten Schichten der Kössener und Keuper Tonschiefer anzutreffen, die mehrfach verschmiert und ausgewalzt wurden. Am Staviance—Prečna-Grat setzt sich die starke Faltung fort, indem die Jura- und Neokom-Schichten, die denselben krönen, bei unter $55-70^{\circ}$ durchschnittlich gegen SW gerichtetem Einfallen stark gefaltet und gepresst sind.

Die an der linken Seite des Rajec-Tales gelegene „Chocs“-Decke ist gleichfalls von zahlreichen Bruchlinien durchschnitten. Hier schliessen sich den N—S, resp. NNO—SSW und O—W-lich verlaufenden Bruchlinien auch noch NW—SO-liche an, wodurch der Bau des Gebietes noch komplizierter wird.

In der grossen „Chocs“-Decke neben der Ortschaft Facskó taucht von dem zu Füßen des Medvedja verlaufenden Seitental angefangen über den Sattel zwischen Na Huboce und Grunj auf den SO-Hängen des Milakovac bis zum Talursprung am Fusse des Szádeczky vrh ein schmales Band des neokomen Mergels infolge schuppenförmiger Überschiebung an die Oberfläche herauf. Aus dieser „Chocs“-Decke kamen in 1913 Fragmente von *D a o n e l l e n*, sowie auch die Fossilien der Lumachelle des Sucha-Baches zum Vorschein.

Die längs W—O-licher Brüche verworfenen Partien wurden durch die NNO—SSW-lichen Hauptbrüche abermals disloziert, wobei ihr ursprüngliches Einfallen geändert wurde. In der Gegend von Facskó fallen die Schichten des Kalksteins im allgemeinen gegen NO ein, doch sind an manchen Stellen auch N-, O- und NW-liche Richtungen zu beobachten.

Der Zeitpunkt des Beginnes der Brüche lässt sich nur annähernd feststellen. Soviel steht fest, dass die Bewegung der Decke in der oberen Kreide oder im unteren Eozän stattfand, da das Konglomerat des Eozäns bereits über die Schichten des „Chocs“-Dolomits und Kalksteins transgrediert und grösstenteils aus deren Material besteht.

In der Nähe von Facskó sind jedoch auch die Spuren grosszügiger posteoziäner Bewegungen zu beobachten, die ich bereits im Turócer Becken nachweisen konnte.² In der kleinen Talerweiterung unweit Facskó

² V i g h, G y.: Geologische Beobachtungen in den Grenzgebirgen der Komitate Nyitra, Turóc und Trencsén. Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1914. Budapest, 1915.

kommt nämlich zu Füßen der steilen Hänge der starken Einbuchtung an der linken Seite des Tales eozänes Konglomerat und mit Tonschichten wechsellagernder Sandstein vor. Diese Schichten fallen unter die den oberen Abschnitt des Hanges bildenden Dolomit- und Kalksteinschichten ein, d. h. die Decke wurde schuppenförmig über die eozänen Schichten geschoben. Die Sandsteinschichten lassen sich über die ganze Länge des Osthanges des Gruni verfolgen und keilen sich erst vor dem Engpass von Domanis (Demény) zwischen der Dolomitreccie ihres Liegenden und dem Dolomit der Decke aus.

GEOLOGISCHE SKIZZE VOM NÖRDLICHEN TEIL DES MINCSOV-GEBIRGES.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1918.)

Von Dr. Gyula Vigh.

In diesem Jahr hatte ich die Reambulierung des N-lichen Teiles des Mincsov-Gebirges (Weterna hora) u. zw. vom Tal des Porubski Potok bis zur Enge von Strečno zur Aufgabe, die mir zur Verfügung gestandene kurze Zeit reichte jedoch nicht zur Lösung derselben aus. Das selbst in der Luftlinie 8 km lange Tal des Porubski-Baches blieb unbegangen und hiermit blieb auch der Anschluss an die in den früheren Jahren begangenen südlicheren Teile aus. Die Begehung dieses überaus kompliziert gebauten Abschnittes des den kristallinen Kern des Mincsov-Gebirges vom Süden umsäumenden Sedimentgürtels ist aber umso wichtiger, da von derselben die Klärung des Verhältnisses der Sedimente zum kristallinen Kern zu erwarten ist.

Der Flüchtigkeit der Feldarbeit entsprechend kann die Beschreibung des geologischen Baues der begangenen Gebiete nur eine kurze Skizze sein.

Nach der in den 60-er und 70-er Jahren des verflossenen Jahrhunderts gefertigten geologischen Karte der Wiener K. K. Geol. Anstalt, sowie der detaillierten Beschreibung Andrian's¹ wird der kristallinsche Kern des Mincsov an der W-lichen und S-lichen Seite von den metamorphen und sedimentären Gesteinen bogenförmig umschlossen und

¹ Andrian, V.: Detailaufnahmen d. Thurocer und der angrenzenden Theile d. Trentschiner Comitates. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. Bd. XVI.)

Uhlig² spricht wahrscheinlich auf Grund dieser alten Angaben ebenfalls von einem bogenförmigen Verlauf dieser Bildungen, mit dem Zusatz, dass diese zusammenhängenden Züge am randlichen Bruch des Turócer Beckens endigen.

Meine diesjährigen Begehungen ergaben ein gänzlich abweichendes Bild über den tektonischen Bau dieses Gebirgstheiles.

Auf Grund einiger orientierender Ausflüge in die Täler von Valča und Slovan wies ich bereits in meinem Bericht vom Jahre 1914³ darauf hin, dass die SW—NO-lich streichenden Falten des Mincsov-Gebirges an den rechtseitigen Hängen des Valčær Tales plötzlich abbrechen und sozusagen mit ihrer Stirn an den kristallinen Kern stossen. Ja sogar nicht einmal die kristallinen Schiefer des Valčær Tales zeigen ein NW—SO-liches, dem angenommenen S-lichen Ende der zentralen Granitmasse sich anschmiegendes, sondern ein quer dazu verlaufendes, N—S-liches oder NO—SW-liches Streichen, sie schmiegen sich also nicht bogenförmig um den Granitkern. Im Gegenteil treten auch die kleineren-grösseren Stöcke, Dykes, Gänge des die kristallinen Schiefer durchbrechenden Granits, ja in vielen Fällen sogar auch die Pegmatit- und Aplit-Gänge — ähnlich wie in der kleinen Magura, wenn auch nicht in gleicher Masse — in mehr-minder breiten, der allgemeinen Streichrichtung angepassten Streifen innerhalb des Gebietes der kristallinen Schiefer auf.

Ähnliche Verhältnisse sind auch W-lich von dem die Hauptwasserscheide bildenden Grat des Mincsov, an der Berührungsstelle der sedimentären Zone und eines Teiles der südlichen Partie des kristallinen Kerns zu beobachten. An den Nordhängen des von der Usipana Skala NW-lich gelegenen Jedlovina-Grates, von der Nordseite des Kropacsova bis zum Nordhang der 989 m hohen Marikova-Höhe stossen die NO—SW-lich streichenden Züge der Sedimente in schwachen Bogen längs einer NW—SO-lich verlaufenden Bruchlinie an den kristallinen Kern und diese Bruchlinie schneidet die sedimentären Züge quer ab. Von den letzteren verläuft nur der westlichste längs der Westseite des kristallinen Kerns weiter gegen NO, z. T. unter die Schichten der kristallinen Schiefer einfallend, z. T. infolge von Überschiebung dieselben überlagernd. Dass die Bildungen der sedimentären Zone unter die Gesteine des kristallinen Kerns einfallen, wurde schon

² Uhlig, V.: Bau und Bild der Karpaten, pag. 735. (85).

³ Vigh, Gy.: Geol. Beobachtungen i. d. Grenzgebirgen d. Komitate Nyitra, Turóc und Trencsén. (Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1914, pag. 74.)

von mehreren Forschern an mehreren Stellen beobachtet u. zw. nicht nur im Mincsov-, sondern auch in anderen Kerngebirgen. Vom Mincsov wird dieser Umstand bereits von Adrian⁴ und Uhlig,⁵ aus den Kleinen Karpaten von Beck,⁶ L. v. Lóczy jun.⁷ und Géza v. Tóborffy⁸ erwähnt.

Das Gebiet wird mit geringen Abweichungen von denselben Bildungen aufgebaut, wie die südlicher gelegenen Gebiete. Im folgenden will ich nur über meine auf dieselben bezüglichen neueren Beobachtungen kurz berichten.

Die Gesteine des zentralen Kerns werden von Kornhuber⁹ und Stur¹⁰ kurz, von Adrian¹¹ sehr ausführlich beschrieben.

Bei der Erweiterung im mittleren Abschnitt des Kunyeräder Tales oberhalb des gräflichen Jagdschlusses ist die W-liche Grenze der kristallinen Gesteine anzutreffen. Von hier angefangen herrschen in einer Breite von 2—3 km die kristallinen Schiefer vor, u. zw. oberhalb der Brücke an der linken Seite des Tales phyllitartige, viele Quarzkörner enthaltende, schieferige Schichten (der Gneisphyllit Adrian's), die sich auf dem rechtseitigen Grat des Bjela Jarke-Tales an der Grenze des Triaskalksteins fortsetzen. Weiter im Tal, bis zum Veterni-Nebental ist mit Gneisgranit abwechselnder Biotitgneis mit vorherrschend NW—SO-lichem Streichen und gegen 3^h gerichtetem Einfallen anzutreffen. Dieser Gneiszug ist auch an den Hängen des Bistrickaer Nebentales mit veränderlichen Einfallen (3, 8, 13, 14^h) anzutreffen, während im oberen Abschnitt des Tales ein grösserer Granitstock dazwischengekelt ist. Von diesem Granitstock zweigt die aus Muskovit- und Biotitgranit bestehende schmale Zunge ab, die S-lich vom Gipfel des Jedlovina über den Grat in das Konštica-Tal hinüberziehend, sich in einer Länge von 3/4 km zwischen die sedimentären Züge keilt. Im unteren Abschnitt der

⁴ Adrian, l. cit. pag. 190.

⁵ Uhlig, l. cit. pag. 736 (86).

⁶ Beck-Vetters: Kleine Karpaten.

⁷ v. Lóczy jun.: Geol. Beobachtungen in den Nordwestkarpaten im Sommer 1915. (Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1915, pag. 138.)

⁸ Tóborffy, G. von: Vorläuf. Bericht ü. ergänz. geol. Aufnahmen im südl. Teil d. Kleinen Karpaten. (Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1915, pag. 116.)

⁹ Kornhuber: Das Erdbeben vom 15. Jänner 1858... (Verh. d. Ver. f. Naturkunde in Pressburg, Bd. III, 1858, pag. 29.)

¹⁰ Stur: Wassergebiet d. Waag und Neutra. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Bd. XI, pag. 105.)

¹¹ Adrian, l. cit.

Višnyovska-, Stranjanska-, Medzihorska- und Turska-Täler lässt sich der Gneis neben der sedimentären Zone in allmählich schmaler werdendem Zug verfolgen u. zw. in intakterem oder stärker gepresstem Zustand, mit allmählich sich vermehrenden Granit- und Granitgneis-Injektionen resp.-Zügen.

Im Kunyerader Tal sind zwischen die Biotitgneise an mehreren Stellen Amphibolite eingelagert. Diese sind an vielen Stellen epidotisiert. Der Epidot tritt z. T. massig, z. T. in kleinen Kristallen an den Rändern der Spalten auf. Sein Vorkommen wurde — wenn auch unter dem Namen „Pistazit“ und als akzessorischer Gemengteil des Granits der Sztrecsnoer Enge — bereits von *Andrian* erwähnt (l. cit. pag. 188), der das Vorkommen des Kunyerader Tales mit *Kornhuber* (l. cit. pag. 29) übereinstimmend als Serpentin bezeichnet. Besonders zahlreich treten die Brocken des Amphibolits und des epidotführenden Gesteins im Schotter des zwischen die Martinova- und Veterni-Nebentäler entfallenden Talabschnittes auf. Dieser Amphibolit stimmt mit dem in der Kleinen Magura im Chvojnicaer Tal, sowie in den Kleinen Karpaten bei Limbach vorkommenden überein, an den dort das Vorkommen der Erzgänge gebunden ist. Wahrscheinlich kommt er aber auch im Inovec-Gebirge vor, wenigstens sah ich in der Sammlung meines Kollegen *Dr. Ferenczi* mit dem Kunyerader Gestein vollkommen übereinstimmende epidotische Stücke.

Die hier vormals abgebauten Erze (Chalkopyrit, Arsenopyrit, siehe *Andrian*) sind an den Granit, eventuell an die denselben durchdringenden Gänge gebunden. In dem an der Turócer Seite gelegenen Bistricka-Tal kommt der Chalkopyrit in den dünnen Spalten des Granits vor.

Die vielen, schon von *Kornhuber*, *Stur* und *Andrian* unter den Benennungen: Amphibolgneis, Chloritschiefer, Talkschiefer, Gneisphyllit, roter Gneis etc. erwähnten Gesteinsabarten habe auch ich an verschiedenen Stellen des Gebirges eingesammelt, die Bestimmung derselben erfordert aber eingehende moderne petrographische Untersuchungen.

Im Kunyerader Tal, unterhalb der Einmündung des Martinova-Nebentales fand ich — wenn auch nur auf sekundärer Lagertsätze, im Geröll — auch den grosse rosenfarbige Orthoklase enthaltenden Granit vor. An mehreren Stellen des Stranjanska-Tales, am schönsten auf den Hängen des Gruni, traf ich einen Granit mit grünlich und blassrosa getönten Quarzen und Feldspaten, sowie auch einem Zweiglimmer- und Biotitgranit, schliesslich auf dem Velka Luka (1447 m), in der

Sztrečnoer Enge, beim Várhegy (Festungsberg) und beim Tunnel, sowie auf den Graten des weiter südlich gelegenen Javorina und Ostredok (884 m) einen von Aplitadern dicht durchwobenen Biotitgranit an.

An den Hängen des Čelo (Bistrickaer Tal) und am Fuss des S-lich von demselben ansteigenden kleinen Nebengrates ist zwischen den Schichten des Gneises ein mehrere Meter mächtiger weisser Quarzgang anzutreffen, dessen Streichen (I—13^h) der tektonischen Hauptstreichrichtung des Gebirges entspricht.

An der Westseite des kristallinen Kerns zieht sich vom Grenzberg zwischen Gyurcsina (Györkeháza) und Kamenna Poruba (Kővágás): dem Kamenni Djel ausgehend ein gewaltiger Zug der permischen und Werfener Schichten entlang. Während seine Breite bei den Stranjanska- und Medzihorska-Tälern die 2 km übersteigt, verschwindet er nördlich vom Turska-Tal zwischen den die Endgipfeln der Quergrate bildenden Kalksteinen und kristallinen Schiefen entweder vollständig, oder lässt sich nur in einem sehr schmalen Streifen weiter verfolgen (Visnyóer Tal—Strečnoer Enge).

Die Zusammensetzung und der Bau des Permszuges ist sehr abwechslungsreich, was sich bereits im Relief des Geländes deutlich kundgibt. Scharfe Kämme, Grate mit steilen Hängen wechseln sich mit sanft welligen Lehnen, nassen abflusslosen Vertiefungen in scheinbarer Regellosigkeit ab. Die scharfen Grate sind von Quarziten, Quarzkonglomeraten, Arkosensandsteinen, die sanften Lehnen von glimmerigen, roten, schieferigen Sandsteinen und Tonschiefen aufgebaut, die z. T. bereits sicher die Werfener Schichten repräsentieren, wegen ihrer starken gemeinsamen Faltung aber auf der Karte von den Permschichten kaum abge sondert werden können.

Die tektonischen Bewegungen, durch die die kristallinen Schiefer und der Granit auf den Permszug und auf die denselben bedeckenden Kalksteine überschoben wurden, falteten den ganzen Schichtenkomplex des Zuges kräftig, wobei die plastischen Schiefer in Falten gelegt, die spröden Quarzite und Quarzsandsteine hingegen zertrümmert wurden. Demzufolge stimmt das Einfallen der Quarzitmassen meist nicht mit jenem der sie umgebenden Schiefer überein. Sie bieten im grossen ganzen einen Anblick, der (z. B. an den Hängen des Jedlovina und Kopana) an die aus dem schmiegsamen Flysch hervorragenden, starren mesozoischen Klippen erinnert.

An den beiden Seiten des Kunyerader Tales erlangen die roten Schiefer das Übergewicht, was zur Ausgestaltung eines breiten Tales mit sanften Lehnen führte. Auf den vom Domčica (765 m), Žjar (1005 m)

und Kozel ausgehenden drei Graten herrschen eher die Sandsteine vor, was zur Bildung von steilen Hängen, engen Talsohlen, wildromantischen, bewaldeten Schluchten (z. B. Medzihorska-Tal) führte.

Am Südhang des in der Gemarkung von Kunyerad und Sztranzke emporragenden Žjar sind in gefältelem, gepresstem Arkosenquarzsandstein zahlreiche dicke, weisse Quarzgänge zu beobachten, die bezüglich ihrer Entstehung offenbar mit den aus dem Gneis des Bistricki-Tales erwähnten Quarziten identisch sind.

Ein weiterer, vorwiegend aus permischem Sandstein und nur untergeordnet aus Werfener Schieferthon bestehender, bloss 250—300 m breiter Streifen ist auch östlich von der Usipana Skala, am Marikova-Grani (1026 m)-Grat in einer Länge von 1 km zwischen dem Gneisgranit und dem Triasdolomit anzutreffen.

Die permischen Bildungen werden in ihrem ganzen Verlauf von mitteltriassischem, ladinischem Kalkstein und Dolomit überlagert. Die Lagerung ist oft diskordant und eine Folge der Überschiebung, in welchem Falle die Triassschichten als Decken auf dem Perm liegen. Am schönsten lässt sich dies am Quergrat des Kozel (1100 m) beobachten, dessen mächtige Kalksteinschichten in einer Breite von 7—800 m mit von weitem sichtbarem NW-lichem Einfallen auf den unter 35—40° gegen O einfallenden permischen Sandsteinen lagern. Im Turoer Tal bilden diese Schichten eine von Brüchen zerklüftete flache Antiklinale, deren Kern am Fuss des Hanges in einer Länge von nahezu 1 km aus permischen Bildungen besteht. Nur hier allein, an den beiden Seiten des Turoer Tales konnte ich den Triaskalk und Dolomit in beiden Flügeln der permischen Antiklinale konstatieren u. zw. bilden sie an der linken Seite den Čipčje (926 m) und den 957 m hohen Gipfel, sowie einen Teil ihrer Hänge, an der rechten Seite die 792 m-Höhe, die Kuppen und Hänge des Dolni Roven (916 m) und Djedova (872 m). Südlich von hier bis zum Kopana (953 m) blieb der Kalkstein und Dolomit nur im Ostflügel der Antiklinale erhalten, der — mit Ausnahme des vorhin erwähnten NW-lichen Einfallens des Kozel — mit östlicher und SO-licher Neigung unter die kristallinen Schiefer taucht. An der rechten Seite des Turoer Tales, nach dem Dolni Roven verliert sich dieser östliche Flügel; am Valentech Djel (816 m), Hoblik (924 m) und Polom (1069 m) liegen bereits die Kalksteine und Dolomite des Westflügels der Antiklinale mit NW-lichem Einfallen unmittelbar auf den kristallinen Bildungen oder auf den erhalten gebliebenen schmalen Fetzen der permischen—Werfener Schichten. Nach dem Polom endigt der Zug des triassischen Kalksteins und Dolomits, da im weiteren, 1½ km messenden Abschnitt des Gebirges bis zur Sztreč-

nóer Enge der 50—100 m breite Streifen der permischen—Werfener Schichten bereits unmittelbar vom neokomen Mergel überlagert wird.

Der Kalkstein dieses Zuges zeigt im allgemeinen den „Vischrader“ Typus, d. h. er ist dunkel- und hellgrau, gut geschichtet, dünn- und dickbankig, tafelig, oft auch plattig, dabei spröd, stellenweise etwas verkieselt, meist von Kalzitadern dicht durchwoben und gut spaltbar. Seine an stark gepressten Stellen vorkommenden, dünnplattigen Abarten, deren Schichtflächen von einer gelblichen serizitischen Kruste überzogen sind, erinnern an den „Ballensteiner Typ“ der hochtatriscen Kalksteine. Gerade auf Grund der grossen Ähnlichkeit des im kleinen Steinbruch an der Mündung des Bjelajarka-Baches beim Jagdschloss im Kunyerader Tal aufgeschlossenen und unter den Granit einfallenden derartigen Triasplattenkalkes mit dem „Ballensteiner“ Kalk gelangte Uhlig zu dem Resultat, dass der innere Teil dieses Zuges von Kalksteinen der hochtatriscen Fazies gebildet wird (l. cit.). Der Kalkstein enthält stellenweise Algen, andere Fossilien fand ich jedoch in demselben nicht.

Auf dem Kalkstein liegt Dolomit, der dunkelgrau, zerbröckelt, mehrminder gut geschichtet ist und im allgemeinen die aus den Kerngebirgen bekannte Ausbildung zeigt. Er spielt im Zug eine viel untergeordnetere Rolle, wie der Kalkstein. In verhältnismässig grösseren Massen kommt er nur am Kopana und seinen Hängen, beim Südausgang der Ortschaft Kunyerad an der rechten Seite des Tales, im Bistricki-Tal, am Čipčje, am Nordhang des Dolni Roven und am Polom vor.

Längs des Pürschweges, der um den oberen Teil des Bistricki-Talursprunges herumführt, lassen sich vom Sattel beim Zusammentreffen dreier Grate S-lich von der Usipana Skala angefangen, im Hangenden des dunkelgrauen, algenführenden Dolomits Lunzer Sandstein und Reingrabener Schiefer in kräftiger Entwicklung über eine geraume Strecke verfolgen.¹²

Eine ganz eigenartige, von den bisher beobachteten abweichende Ausbildung zeigt der am Eingang der Kunyerader- und Konščica-Täler in grosser Breite auftretende, chaotisch gefaltete Kalk-, Sandstein- und graue Schieferkomplex, von dem Uhlig Stur gegenüber den Nach-

¹² Sie sind ähnlich ausgebildet, wie die in meinem vorigjährigen Bericht beschriebenen, mit Ausnahme des Vorkommnisses am N-lichen Teil des Zjar, zwischen dem Kalk und dem Dolomit der „Chocs“-Decke des Znióváraljaer Festungsberg—Studenc—Wagenbals-Zuges, wo die Pflanzenreste führenden, ziemlich mächtigen grauen Lunzer Sandsteinschichten durch einen Kalk- und Dolomitkomplex überlagert werden, der mit dem „Havrana Skala“-Kalk der Kleinen Karpaten übereinstimmt und auch in den Kleinen Karpaten in der ostalpin entwickelten Chocs-Decke auftritt.

weis erbrachte, dass er auf Grund seiner petrographischen Ausbildung mit den nordalpinen Lunzer-, resp. Reingrabener Schichten zu identifizieren ist. Es sind dunkelgraue, schwarze Mergelschiefer, graue oder grünlichgraue, glimmerreiche Tonschiefer mit dazwischengelagerten, rostbraun verwitternden, dunkelgrauen, zähen, von Kalzit- und Quarzadern durchzogenen Kalksteinen, die in kleinen Nestern oder unterbrochenen Bändern auch Pyritkörner enthalten. Die wiederholt in 1—2 m Mächtigkeit eingelagerten Kalksteine — die sehr viele, näher nicht bestimmbare Fossilien (*Avicula*, *Placunopsis*?) enthalten — versanden oft stark und gehen in zähe, kalkige, graue Quarzsandsteine über, in welchem Falle sie den Grestener kalkigen Sandsteinen bis zur Verwechslung ähnlich sind. Auch diese enthalten noch spärliche Reste von Versteinerungen. In ähnlicher Ausbildung, jedoch viel geringerer Ausdehnung tritt diese Schichtenserie auch am Fuss des linken Hanges im Turoer Tal auf, wo sie — ähnlich wie bei Kunyerad — unmittelbar mit den permischen Schichten in Berührung steht.

Über den Lunzer Schichten folgen im Bistricki-Tal die mit Dolomitbänken wechsellagernden roten Schiefertone des bunten Keupers, die sich von hier in stark gefaltetem Zustand über den S-lichen Sattel der Usipana Skala in das Porubski-(Kővágáser-)Tal hinüberziehen. Ein kleiner Fetzen dieser Bildung ist noch im Westflügel der an der rechten Seite des Turoer Tales befindlichen Antiklinale zu beobachten, wo auf dieselbe vom Becken her feuersteinführende Jurakalke schuppenförmig überschoben wurden.

Im Hangenden der Keuperschiefer ist am Ursprung des Bistricki-Tales, von der Quelle des Konšćica-Baches über die kleine Kuppe der Waldlisière bis zur Grenze des Granits in einem schmalen Streifen Kössener Kalkstein sichtbar. Auf der kleinen Kuppe an der Waldlisière des Grates zwischen den beiden Tälern konnte ich aus den unter 40° gegen 22^h einfallenden Schichten dieses Gesteins *Avicula* (*Pteria*) *contorta* Portl., *A. falcata* Stopp., *Pecten* sp., ferner Reste von *Ostrea* und von *Gasteropoden* sammeln.

Die Schichten des Jura sind an beiden Seiten des Konšćica-Tales kräftig entwickelt und bilden das N-liche Ende der an den Granit stossenden Jurazüge dieses Gebietes. Der gewaltige Schichtenkomplex besteht aus krinoidenführendem Grestener Kalk, graugeflecktem Liaskalk, Kalkmergeln und Mergeln, rotem Oberlias- und Unterdogger-Kalkstein und feuersteinführendem Kalkstein. Diese Bildungen wurden in schuppenförmigen Falten übereinander geschoben und schliessen einen aus dem Porubski-(Kővágáser-) Tal über den Grat auf die Plošćina- und Konšćica-Wiese hinüberziehenden, aus feinkörnigem, glimmerigem, mergeligem,

stellenweise schieferigem Sandstein bestehenden Zug ein, dessen stratigraphische Stellung ich — trotzdem er schlecht erhaltene Steinkerne und Abdrücke sehr kleiner, bloss einige mm messender Muscheln in grosser Anzahl enthält — bisher noch nicht klären konnte. Er liesse sich noch am ehesten mit den Grestener Schiefeln identifizieren.

Die grauen und roten feuersteinführenden Jurakalke kommen auch noch an beiden Seiten der Mündung des Turoer Tales, am Westhang des Čipčje und des 792 m hohen Grates im Liegenden der Triaskalke und Dolomite, resp. an der zuletzt erwähnten Stelle im Liegenden der roten Keuperschiefer, im Westflügel der permischen Antiklinale vor. Ihre höchsten, bereits zum Neokom hinüberführenden Schichten sind auch hier die roten Kalkmergel, aus denen ein auf Malm—Tithon verweisender, grosser, abgewetzter *Aptychus* zum Vorschein kam.

Diese Schichten werden ebenfalls an beiden Seiten des Turoer Tales von den neokomen Fleckenmergeln und Kalkmergeln mit unter 20° gegen 21h, resp. 1—2h gerichtetem Einfallen überlagert. Diese enthalten im Mergelbruch hinter dem Jägerhaus sehr zahlreiche, jedoch schlecht erhaltene Versteinerungen (*Aptychus*, *Hoplites* etc.). Die neokomen Mergel konnte ich am Fuss des Valentech Djel (816 m) nur bis zur Višnyovska Dolina verfolgen. Sie ziehen sich dann im unmittelbaren Hangenden der permisch—Werfener Schichten vom Westhang des Košova vrh (743 m) über den Vár- (Schloss-) Berg von Strečno in das Tal der Vág hinab.

Sowohl an den beiden Seiten des Turoer Tales, wie auch im Košova—Plešina—Strečnoer Schlossberg-Zug wird der neokome Mergel vom grauen, ladinisch-karnischen Kalkstein und dem weissen, meist brecciösen Dolomit der „Chocs“-Decke überlagert, zwischen denen am Plešina und im Steinbruch des Schlossberges auch bituminöse, tafelige, schieferige, mergelige Schichten vorkommen.

Auf den Dolomiten der „Chocs“-Decke lagern die transgressiven Breccien des Miozäns, die vom Dolinky- und Javor vrh bei Strečno bis zur 406 m hohen Kuppe oberhalb der Ortschaft in ihren basalen Schichten ausschliesslich aus den Gesteinen der „Chocs“-Decke bestehen. Ihre unmittelbare Lagerung auf dem „Chocs“-Dolomit lässt sich übrigens auch an der Nordseite des unteren, bereits auf das Gebiet des Beckens entfallenden Abschnittes des Turoer Tales gut beobachten, wo an den steilen Hängen der im allgemeinen sanften Hügel die Dolomitfelsen als einstige Klippen des Meeresstrandes in isolierten Flecken aus dem Mantel der alttertiären Schichten emporragen. In der eozänen Breccie, die am Steilhang N-lich von der neben dem Kreuz befindlichen

Kote 502 m den Dolomit überlagert, kommen Nummulinen, Orthophragminen, Lithothamnien, sowie Schalenfragmente von Echiniden und Pectiniden in grosser Anzahl vor. Auf der O-lich von hier gelegenen Kuppe treten Menilitschiefer an die Oberfläche, die bereits zum Oligozän gehören.

Auf der in einer Höhe von 395 m ü. d. M. abgeschnittenen Terrasse des Várhegy von Strečno liegt in grosser Mächtigkeit der pleistozäne grobe Schotter der Vág, als Fortsetzung des an der rechten Seite der Enge von Strečno, am Na brezie konstatierbaren Vorkommens.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES GEBIETES ZWISCHEN TÓTHALOM, ILLAVA, VISZOLAJ UND EGYHÁZASNÁDAS.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Dr. Kálmán Kulcsár.

Im Auftrag der Direktion der Kgl. Ung. Geol. Anstalt konnte ich auch im Jahre 1917 zwei Monate in den Nordwestkarpaten arbeiten. Am 15. August besuchte mich Direktor v. Lóczy sen. in Bellusfürdő. Nach einem eintägigen Ausflug in der Umgebung des Badeortes gingen wir nach Pucho, dann nach Dohnán hinüber, wo wir den Puchoer Mergel und die Klippen eingehend studierten. Von Dohnán fuhren wir nach Lednicróna hinüber, wo wir die manganerzführenden Klippen besuchten. Nach Bellusfüred zurückgekehrt, reisten wir am 20-ten nach Hólak, von wo wir Ausflüge nach Trencsénteplic und Alsóporuba (Nagysziklás) machten. Durch diese gemeinsamen Ausflüge wurden nicht nur meine Kenntnisse erweitert, sondern ich hatte auch Gelegenheit, die auf meinem Gebiet vorkommenden Bildungen mit denjenigen etwas weiter gelegener Gegenden zu vergleichen.

Über einen grossen Teil meines Arbeitsgebietes erschien zwar ein wertvoller Bericht aus der Feder Dr. Karl Roth's von Telegd,¹ der es in 1913 reambuliert hatte, trotzdem war es notwendig, dass ich meine Beobachtungen vom kristallinen Kerngebirge der Mala Magura gegen NW bis zum Tal der Vág ausdehne, wodurch ich nicht nur die verschiedenen Fazies der Bildungen vergleichen, sondern auch die Tektonik des Gebietes einheitlich bearbeiten konnte. Von den Aufnahmen Karl Roth's von Telegd erhielt ich leider nur das Blatt 1:25.000 Zone 9 Kolonne XIX, SW, von dem er nur die SW-liche Ecke, namentlich die unmittelbare Umgebung des Badeortes Bellusfüred reambuliert hatte. Den übrigen Teil des von ihm kartierten Gebietes musste ich neu aufnehmen.

Mein Aufnahmsgebiet entfällt auf die Kartenblätter 1:25.000 Zone

¹ Roth v. Telegd, K.: Beitr. z. Kenntnis d. geol. Verhältn. d. Umgeb. v. Illava und Bad Bellus. Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1915, pag. 175.

9, Kolonne XVIII SO, Z 10, K XVIII NO, Z 9, K XIX SW, Z 10, K XIX NW und erstreckt sich auf die Umgebung der Ortschaften Rovne (Kaszaróna), Kopec (Tóthalom), Felsőporuba (Felsőtölgyes), Illavka, Nagypodrágy (Kaszánagyvávalja), Kispodrágy (Kaszakisvávalja), Illava, Koseca (Kasza), Tunisec, Lidec (Lédec), Podhor, Hlozsa (Szentjánosháza), Bellus, Bellusfürdő, Vizsolaj, Szlopna (Szoiozna), Trsztye (Térnásd), A. Lieszkó (Alsómogyoród), F. Lieszkó (Felsőmogyoród) und Szverepec (Lejtős).

Mein Aufnahmegebiet lässt sich auf Grund der Fazies der Bildungen, resp. der orotektonischen Verhältnisse in zwei Teile gliedern, namentlich:

1. in die Zone der Decken,
2. in die Zone der Klippen.

1. Die Zone der Decken.

Südlich von der Linie Koseca- (Kasza-) Mrasnicmajor ist die Zone der Decken anzutreffen. Hier bilden nämlich der triassische graue Dolomit oder dessen Liegenschichten, an anderen Stellen der graue Dolomit mit Kössener-, Juraschichten, ja sogar neokomen Kalkmergeln Berge oder Berggruppen von beträchtlicher Höhe, die in einem niedrigeren Niveau von stark gefalteten sphärosiderithaltigen Mergeln umgeben sind und scheinbar auf diesen Mergeln sitzen. In der Gegend von Kopec treten über dem triassischen grauen Dolomit auch die hellgrauen Algenkalke der Chocs-Decke auf, deren Wurzellosigkeit unzweifelhaft festgestellt werden konnte. Die Ortschaft Kopec liegt im oberen, erweiterten Abschnitt der Kopecka dolina in einer Höhe von 439 m ü. d. M. Es steht hier stark gefalteter, sphärosideritischer Mergel an, der nach O bis zum Fuss des gegen NNW verlaufenden Grates des 925 m hohen Hruba Slezajna reicht, dann über den flachen Sattel zwischen Velka Tuchina und Wapec (956 m) gegen W weiter zieht. Es ist dies nichts anderes, als eine Einbuchtung des zwischen Nagypodrágy und Felsőporuba gelegenen sphärosideritischen Mergelzuges gegen O. NW-lich von Kopec ist der in einem 752 m hohen Gipfel kulminierende Velka Tuchina anzutreffen, der in seiner ganzen Masse aus obertriassischem, grauem Dolomit aufgebaut ist. An dem gegen Nagypodrágy herabsteigenden Hang ist jedoch auf der 692 m hohen Kuppe ein grauer Kalkstein anzutreffen, der einen Fetzen der Chocs-Decke darstellen dürfte. Von O und S trennt ein hoher Gebirgszug die aus sphärosideritischem Mergel bestehende Depression von Kovec von dem in der Gegend von Valaszka Bela (Bélapataka) gelegenen, bereits in die subtatische Zone gehörigen sphärosideritischen

Mergelzug. Diese gewaltige Gebirgsgruppe (Slezajna und Suhe vrh) besteht aus triassischem, grauem Dolomit, der von der Mala Slezajna (903 Meter) über die Höhenkoten 881 m und 982 m bis zur Kote 929 m des Suche vrh vom zusammenhängenden, bankigen, grauen Kalkstein der Chocs-Decke überlagert wird und in eine im grossen ganzen NO—SW-lich verlaufende, flache Synklinale gefaltet ist. Der vom Suchi vrh (929 Meter) NW-lich gelegenen Grat, sowie der über Felsőporuba sich erhe- bende, 956 m hohe Wapec bestehen ebenfalls aus grauem Dolomit, zu oberst ist aber hellgrauer Algenkalk zu beobachten, welcher letzterer zu der Chocs-Decke gehört. W-lich von der Masse der Velka Tuchina und des Wapec ist — wie bereits erwähnt — in der Gegend von Nagypod- rágy und Felsőporuba ein breiter Zug des stark gefalteten sphärosideritischen Mergels anzutreffen. Wie in der Gegend von Valaszka Bela und Zljehov (Zsolt), ist der armselige Ackerbau auch hier an diese Mergel- gruppe gebunden. S-lich von Felsőporuba, am Stefanec-Berg tritt neo- komer Kalkmergel zutage (die Wiener Karte zeigt irrtümlich Dach- steinkalk, doch hat sich dieser Fehler offenbar gelegentlich des Kopierens eingeschlichen), den Kern der hier konstatierbaren Antiklinale bildend. Der neokome Mergel taucht nämlich im NO, bei der Kote 715 m des Kamenec-Berges unter, im SO-lichen Flügel aber, bei der Kote 610 m des Stefanec-Berges tritt neuerdings der sphärosideritische Mergel auf, der sich bis zum Fuss des Kosinec-Berges verfolgen liess. Der sphäroside- ritische Mergel bildet zwischen dem Wlcinec und Sokol sich gegen W ausbreitend den Hauptkern des Stari Hai, erreicht sodann von hier gegen SW eine grosse Ausdehnung, während er vom Stari Haj gegen NO in einem schmalen Streifen bis Sokoli zieht.

Die sphärosideritische Mergelgruppe besteht petrographisch aus tonigeren und kalkigeren Mergeln, mit Zwischenlagen von Kalk und Sandstein. An ihrer Basis sind nämlich düngeschichtete, von Kalzit- adern dicht durchzogene, an vielen Stellen wellig gefaltete Kalkmergel anzutreffen, die in Tonmergel übergehen, der sich mit Kalk oder Sand- stein abwechselt. Der Tonmergel ist stellenweise blätterig, mit plattigen Sandstein wechsellagernd. Der Mergel ist mitunter dermassen tonig, dass er zur Bereitung von Lehmziegeln verwendet wird (am Ostende von Kaszanagyváralfa, im unteren Abschnitt des vom Hrunje kommenden Grabens). Im „Első Magyar Horganyfestékgyár“ (Erste Ungarische Zinkfarbenfabrik) von Koseca beginnt man — wie ich von Herrn Vik- tor Ferber erfahre — den im oberen Abschnitt des Stepnica-Tales vorkommenden, dunkelgrauen Ton als Bindemittel zu verwenden, da die Beschaffung desselben vom Ausland während des Weltkrieges sehr

schwierig und kostspielig wurde. Der genannte Ton entspricht auch diesem Zweck, doch wird seine Qualität durch die in demselben vorkommenden plattigen Mergelstücke herabgesetzt. Der mit Kalk und Sandstein wechsellagernde Mergel wird durch einen in grosser Mächtigkeit ausgebildeten Sandstein überlagert, der im frischen Zustand bläulichgrau oder grau, meist aber verwittert ist und in diesem Fall eine rostbraune, oder stellenweise grünliche Farbe annimmt. Er ist fein oder grobkörnig und bildet mehr-minder mächtige Bänke. Die sphärosideritische Mergelgruppe ist, da sie unmerklich in den neokomen Mergel übergeht, ebenfalls in die untere Kreide zu stellen.

Westlich von Felsőporuba zieht sich der Wlcinovec—Jedlovina—Holjasin-Zug in N—S-licher Richtung dahin und ist aus hell- und dunkelgrauem, hornsteinführendem Kalk und über diesem gelagerten Fleckenkalk und Dolomit aufgebaut. Hier treten demnach auch solche Glieder der Trias auf, die älter sind, wie der graue Dolomit. Am Gipfel des Holjasin ist über dem grauen Dolomit bankiger, dunkelgrauer Kalk zu beobachten, der aller Wahrscheinlichkeit nach den Kössener Schichten entsprechen dürfte. NO-lich von Illavka schwimmt der graue Dolomit der Kuppe 450 m wurzellos auf den Schichten des ringsum anstehenden sphärosideritischen Mergels. Die 530 m hohe Kuppe des Stari Haj ist ebenfalls aus grauem Dolomit aufgebaut, der an den Hängen ringsum mit dem Sandstein der sphärosideritischen Mergelgruppe in Berührung steht. Oberhalb Kispodrágy wird der graue Dolomit am NW-Hang des Sokol (650 m) durch einen grauen, bankigen Brachiopodenkalk überlagert, der den Kössener Schichten entspricht. Auf dem Grat zwischen Sokol und Sadelec sind ebenfalls Dolomit und Kössener Schichten zu konstatieren, während der Dolomit des Sadelec bis zum Tal des Vág-Flusses reicht. SW-lich von hier, am Batina, ferner zwischen dem von Illavka kommenden Tal und dem Klobusitzky-Bach bis zum Tal der Vág ist gleichfalls grauer Dolomit anzutreffen.

Der sphärosideritische Mergel zieht sich von Nagypodrágy gegen NO und spaltet sich zwischen dem Stranje und Stupici schmaler werdend, in zwei Aste. Der gegen O ziehende Ast wendet sich beim Mrasnic-Meierhof gegen NO, durchquert das Tal des Podradje-Baches und keilt sich unter dem Rohatin (852 m) aus. Der zweite Ast zieht sich am Nordfuss des Stranje gegen W und lässt sich über die Stopnica dolina zwischen dem Bukovina und dem Stranhora in einem schmalen Streifen bis zum Tal der Vág verfolgen.

Am Várhegy (Schlossberg) oberhalb Nagypodrágy sind auf dem grauen Dolomit die Ruinen der einstigen Burg sichtbar. Der Stranje,

Norovica und Kamenya vrh sind ebenfalls aus grauem Dolomit aufgebaut. An den N- und S-Hängen des Norovica kommt über dem Dolomit auch Kössener mergeliger Korallenkalk vor, der sich in einem schmalen Streifen verfolgen liess, während am Gipfel des Stranje, sowie am Norovica-Berg auch jurassische Schichten auftreten, u. zw. in derselben Fazies ausgebildet, wie in der Gegend von Mojtin (Hegyesmajtény) und Zljehov. Am Gipfel des Norovica wird die Schichtenserie durch den neokomen Kalkmergel abgeschlossen, der hier glatt brechende, tafelige, rote Tithonkalke überlagert.

O-lich von Koseca besteht der zwischen Nordrovice-Bach und Stupnica dla sich erhebende Bukovina (472 m) aus neokomem Mergel, der sich gegen W bis zum Tal der Vág verfolgen lässt, gegen O auf den Kuppen des Sinovne (613 m) und Dreva (591 m) zutage tritt, um dann gegen NO schwenkend und die Doppelkuppe des Djelec aufbauend unter dem Rohatin (852 m) weiter zu ziehen. Etwas weiter aufwärts, auf der Somorove hora (494 m) taucht der neokome Mergel abermals an die Oberfläche herauf, in der Gestalt eines zerrissenen, kurzen Zuges, jedoch bereits innerhalb der zu den Klippen gehörigen Zone der sphärosideritischen Mergel und Sandsteine. Diese kleinen Flecke bilden den Kern einer in der Richtung der longitudinalen Achse wiederholt untertauchenden Antiklinale.

Bezüglich des Alters der Dislokationen kann ich auf Grund meiner bisherigen Beobachtungen soviel konstatieren, dass die Decken in dem Zeitraum zwischen der Ablagerung des sphärosideritischen Mergels und des in der Gegend von Pruzsina (Barosháza) auftretenden eoänen Konglomerates zur Ausbildung gelangten. Dies folgt aus dem Umstand, dass einesteils die aus Trias- und Juraschichten, stellenweise sogar aus neokomem Mergel bestehenden Gebirgsmassen auf den sphärosideritischen Mergel überschoben wurden und augenscheinlich gleichsam auf demselben sitzen, andernteils aber das Material der im Umkreis von Mojtin, Zljehov und Pruzsina in grosser Ausdehnung auftretenden, bestimmt aus wurzellosen Triasschichten bestehenden Chocs-Decke im eoänen Konglomerat der Gegend von Pruzsina als Gerölle anzutreffen ist.²

2. Die Region der Klippen.

Die Klippen konnte ich in zwei Zügen verfolgen. Diese Züge sind aber nicht zusammenhängend, sondern als Folge wiederholter Unter-

² Kulcsár K.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hegyesmajtény u. Barosháza. (Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1915 pag. 206.)

tauchungen der Antiklinalenachse aus einzelnen Klippen von verschiedener Ausdehnung zusammengesetzt, die aus dem vom unterkretazischen grauen, schieferigen Mergel und Sandstein aufgebauten Gelände emporragen.

Der erste Klippenzug beginnt zwischen Nozdova und Tunisec, verläuft in W—O-licher Richtung und baut den Kalisko hora auf. Längs des Lutskovsky-Baches in horizontaler Richtung etwas verschoben finden wir seine Fortsetzung im 766 m hohen Butkov, von wo er über den Tlustahora weiterziehend, im Ostre vrski untertaucht. Diese Klippe ist unbedingt autochton und bildet eine gegen NW geneigte Antiklinale. Ihre NO-liche Fortsetzung ist durch einzelne Juravorkomnisse von geringerer oberflächlicher Ausdehnung bezeichnet, namentlich auf der Jelena- und Sturkova skala. Es sind dies mit steilen Wänden schroff emporragende kleine Schollen. Sie schwimmen aller Wahrscheinlichkeit nach wurzellos auf den unterkretazischen Schichten. Sie dürften gelegentlich der Faltung durch Auswalzung von ihrer Wurzelregion getrennt worden sein. Ähnliche sahen wir mit Herrn Direktor v. Lóczy sen. auch im Umkreis von Pucho, wo weisse, aus ungeschichteten Stramberger Schichten bestehende Blöcke auf den dortigen kretazischen Sedimenten sitzen. SW-lich von Szolopne, am Skalica bezeichnen zwei kleine Kuppen, SSO-lich von Felső-Mostenec eine kleine Klippe den weiteren Verlauf dieses Klippenzuges. Die zuletztgenannten kleinen Klippen sitzen wurzellos auf dem Sandstein der unteren Kreide, sie sind die Überreste ehemaliger Synklinalen, während die in den Antiklinalen herausgepressten spröden Jurakalke in die damaligen Becken hinabrutschten.

Der zweite Klippenzug beginnt bei Podhor und zieht sich über den 327 m hohen Skalke, auf dem gegen S schwenkenden flachen Rücken des Binkova von Löss unterbrochen, auf den 417 m hohen Holak, dann über den Konturovec und Vrsek in NO-licher Richtung weiter, um nach der Aufbauung des Kamenica plötzlich unterzutauchen. Ich betrachte diese grössere Dimensionen aufweisende Klippe ebenfalls für autochton. Die zwischen dem Napave-Unterstand und Naláz befindliche kleine Scholle schwimmt jedoch höchst wahrscheinlich wurzellos auf den jüngeren Schichten der unteren Kreide. Die etwas weiter NO-lich oberhalb Krosko emporragende, die Kuppe 369 m bildende Klippe dürfte eine Wurzel besitzen, die an der rechten Seite des Prusinka-Tales untertaucht. Die weitere Fortsetzung dieses Zuges erblicke ich in den wurzellosen kleinen Kalkschollen, die O-lich von Sverepec, am Ende des N-lichen Grates des Kobala, sowie am Doskalice an mehreren Stellen anzutreffen sind.

Die die Klippen aufbauende Schichtenserie lässt sich am besten in

dem zwischen Tusta hora und Ostre vrski tief eingeschnittenen klammartigen Tal studieren. Die Klippenbildungen sind hier in eine gegen NW geneigte Antiklinale gefaltet. Der Kern der Falte wird von liassischem sandigem Krinoidenkalk gebildet, auf den sich in den beiden Flügeln des Gewölbes roter Ammonitenkalk lagert. K. Roth v. Telegd stellte diese Bildungen auf Grund der aus denselben zum Vorschein gekommenen Faunen in den unteren Dogger.³ Über den roten Kalken folgt mergeliger Kalk, der stellenweise Hornstein führt und meiner Ansicht nach gleichfalls in den Dogger gehört. Über diesem hornsteinführenden Mergelkalk resp. Kalkmergel liegt bräunlichgrauer, dünnbankiger Kalk, der zum Malm oder möglicherweise noch in den oberen Teil des Doggers gehört. Die darüber gelagerten, dunkelgrauen, viel Hornstein führenden, sowie heller und dunkler grauen Krinoidenkalke repräsentieren meiner Ansicht nach schon bestimmt den Malm. Die letzteren Kalksteine bilden Felswände.

Auf der Wiener geologischen Karte tritt die Klippe von Kalisko—Ostre vrski an ihrer SSO-Seite mit unterkretazischem sphärosideritischem Mergel, im NNW mit „Istebner Sandstein“ in Berührung. Nach Uhlig gehört der sphärosideritische Mergel in die „Austönungszone“ des Mala Magura—Suchi-Gebirges, der „Istebner Sandstein“ aber zur oberkretazischen Transgression. Uhlig betont, dass ein grosses Gewicht auf die Unterscheidung des Mergels und Sandsteins der Klippen vom Mergel und Sandstein der Austönungszone zu legen ist.

Nach meinen Beobachtungen ist jedoch der sphärosideritische Mergel und der „Istebner Sandstein“ ein und dieselbe Bildung. Beide beginnen mit dünn geschichtetem, tonigem und kalkigem, mit Sandsteinzwischenlagen abwechselndem Mergel, der nach oben in einen Sandstein von beträchtlicher Mächtigkeit übergeht. Mit Herrn Direktor v. Lóczy sen. besichtigten wir auch die Puchoer Mergel. Petrographisch stimmen auch diese mit den vorhin erwähnten Bildungen überein. Ich stelle demnach den sphärosideritischen Mergel, den Istebner Sandstein, sowie auch den Puchoer Mergel in die untere Kreide. Ich erwähne noch, dass ich in der Gesellschaft Herrn Direktor v. Lóczy's etwas NW-lich von Dohnán, an dem an der rechten Seite des Belavoda-Baches führenden Weg, auf einem von der den Weg durchkreuzenden, anstehenden, kalkigeren Bank gebrochenen Stück *Orbitolina* cfr. *lenticularis* Lam. sp. fand. Auf der Wiener Karte ist hier bereits kretazischer Karpatensandstein verzeichnet.

Die Klippen sind von intensiv gefaltetem, in tieferem Niveau ge-

³ i. c. pag. 182.

legenem, ein welliges Gelände bildendem, unterkretazischem, dünngeschichtetem Mergel und Sandstein umgeben. SO-lich von Szolopna, am NW-Fuss des Haj (548 m) und des Babié (481 m) tritt an der Basis des Sandsteins ein kalkiger, grobkörniger Sandstein in der Mächtigkeit von einigen Metern an die Oberfläche, dessen einzelne Platten voll von Exogyren sind. Dieses Gestein traf ich auch an der N-Seite des Prasnic (550 m) an.

Bezüglich der Entstehung der Klippen kam ich auf Grund meiner bisherigen Beobachtungen zu dem Resultat, dass dieselben nur nach dem Zustandekommen des Gürtels der Decken zur Ausbildung gelangen konnten, da die Zone der Decken die Faltung der auf den kristallinen Massiv der Mala Magura—Suchy-Gebirge gestützten permischen- bis unterkretazischen Schichten, sowie auch der Klippen beeinflusste. Die isoklinalen Falten der subtrischen Zone des Mala Magura—Suchy-Gebirges biegen sich gegen SO um,⁴ wogegen die Antiklinalen in der Region der Klippen in der entgegengesetzten Richtung, nämlich gegen NW schwenken.⁵ Die in der Erdkruste zustandegekommene Spannung führte in der oberen Kreide zur Bildung spröder, aus starren Schichten bestehender Decken, während die bedeutend später eintretenden intensiven Dislokationen — die auch die paläogenen Schichten des Beckens von Pruzsina berührten — im Neogen die aus permischen bis unterkretazischen Schichten bestehenden isoklinalen Falten des Mala Magura—Suchy-Gebirges, sowie auch die Klippen zustandegebracht haben dürften.

Längs des Tales der Vág, bis zu einer Höhe von 360 m emporsteigend, tritt am Rande des Gebirges Löss auf. So z. B. SO-lich von Illava, am NW-Ende des Baina und des Sedelec bei Koseca, O-lich von Illozsa am Binkova. Am zuletzt genannten Ort ist unter dem Löss Schotter zu beobachten. Vom Binkove bis Vizolaj ist der Löss am Rande des Gebirges überall anzutreffen. Zum Schluss erwähne ich noch, dass in einem Einschnitt neben dem von Bellusfürdő nach Bellus führenden Weg gelber, neogener (?) Sand aufgeschlossen ist. Versteinerungen fand ich in demselben trotz langen Suchens nicht.

⁴ Kulcsár, K.: Geol. Beobachtungen i. d. Nordwestkarpaten. Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1915, pag. 195, Fig. 3. Geol. Profil zwischen Pfaffenstollen und Cicerman.

Die Geologischen Verhältnisse d. Umgebung v. Hegyesmajtény u. Barossháza. Jahrbuch d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1916, pag. 204. Geol. Profil zwischen Drenova u. Rohács.

⁵ Roth v. Telegd, K.: l. c. pag. 180, Fig. 5, Profil des Ostri Vrski.

Verwertbare Materiale.

Der graue Triasdolomit wird zur Schotterung von Strassen verwendet. Bei Koseca wird der weisse Dolomit für die Zwecke der Sodawasserfabrikation gebrochen. Vom kalkigeren Dolomit brennt man ebendort Kalk. Der Liaskalk wird O-lich von Tunisec in zwei grossen Steinbrüchen als Strassenbelag abgebaut. Der Jurakalk wurde beim Bau der Strasse Bellusfüred—Mojtin verwendet. Die Komitatsstrasse bei Sverepec wird mit dem Kalkstein der Skalka-Klippe im Stand gehalten. Aus dem tonigen Mergel, der das untere Glied des sog. Istebner Sandsteins bildet, wird unter Beimischung des dunkelgrauen hornsteinführenden Kalkes in der Fabrik von Lédec Zement gebrannt. Der Steinbruch der Fabrik liegt in der SW-lichen Ecke des Butkov. An der Nordwestseite des Kalisko wird der dunkelgraue, hornsteinführende Kalkstein in grossem Massstab gebrochen und mittels Drahtseilbahn in die Zementfabrik von Lédec hinabbefördert, wo aus demselben Kalk gebrannt wird. Die unterkretazischen Sandsteine werden zum im Stand halten von Strassen, ihre bankigeren Varietäten für primitive Bauten verwendet. Die tonigeren Abarten des unterkretazischen Tonmergels begann man — wie erwähnt — während des Weltkrieges in der Kosecaer Zinkfarbenfabrik als Bindemittel zu verwenden. Zum Schluss erwähne ich noch den Löss, aus dem man in Koseca und Bellus Backsteine brennt.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER EOZÄNEN BILDUNGEN DES LIPTÓER BECKENS.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Dr. Viktor Vogl.

Aufgenommen wurde das O-lich von Liptóujvár gelegene Gebiet, bis zur Grenze der Liptóer, resp. Szepeser Becken. Die natürliche Grenze dieser beiden Tiefländer wird durch den Meridian des Csorbaer Sees bezeichnet, der auch der Wasserscheide zwischen der Ostsee und dem Schwarzen Meer entspricht. Die geologische Grenze ist aber richtiger etwas weiter westlich, in die Gegend der Ortschaft Vázsec zu verlegen, wo vom Kriván ausgehend ein vom Grundgebirge gebildeter Querdamm in das Innere des Beckens hineinragend, das Liptóer Becken grösstenteils gegen das Szepeser Becken absperrt. Uhlig fasste diesen aus den Höhen Hruby grunj, Stari haj bestehenden und im Hradok (1136 m) kulminierenden Querdamm als ein Relikt des südlichen mesozoischen Mantels der Hohen Tatra auf und kartierte dort über dem Granit des Kriván eine von der Trias—Jura-Serie gebildete Antiklinale, wogegen ich gelegentlich meiner Begehungen feststellen konnte, dass diese Gruppe mit den weiter westlich gelegenen Bergen der Gegend von Rózsahegy übereinstimmend, an ihrer Basis aus neokomen Fleckenmergeln besteht, auf die ein triassischer Deckendolomit überschoben wurde.

Diese Hruby grunj—Hradok-Gruppe wird im Westen, gegen das Liptóer Becken von eozänen Strandbildungen: Kalksteinen und Konglomeraten umrahmt, deren Schichten sehr sanft und ungestört westwärts, gegen das Innere des Beckens einfallen, was zur Vermutung führt, dass der Querdamm in grossen Zügen bereits im Eozän ausgebildet war und in der Gestalt einer Halbinsel das Liptóer Becken vom Szepeser Becken abgeschlossen hatte.

Im Norden lässt sich das Eozän des Hruby grunj längs der Belanzka Dolina noch über eine Strecke gegen den Kriván zu verfolgen, um dann alsbald unter dem fluvioglazialen Schutt zu verschwinden. Dieser letztere ist schuld daran, dass das Eozän am Nordufer der östlichen Hälfte des Liptóer Beckens nirgends anstehend vorzufinden ist. Dass aber das Eozän trotzdem auch hier vorhanden ist, beweisen die abgerundeten eozänen

Gerölle, die ich im Geschiebe mancher von den Liptóer Schneebergen kommender Bäche vorfand.

Im Süden wendet sich der dem Verlauf des Hruby grunj folgende eozäne Streifen gegen W und lässt sich in mehr-minder grosser Breite, fast ununterbrochen, nur hier und da vom fluvioglazialen Schutt verdeckt über Vichodna-Hibbe bis Dovalló verfolgen u. zw. in der Gestalt von Nummulinen (*N. lucasana-perforata*) führenden, sonst aber an Versteinerungen sehr armen Kalksteinen. Im W des Komitates konnte ich mit besserem Erfolg sammeln, weil dort die Anzahl der Steinbrüche und sonstigen Aufschlüsse viel grösser ist. Günstige Aufschlüsse liefern auch im O Fossilien. So konnte ich im einzigen eozänen Kalksteinbruch, oberhalb der Gemeinde Pottornya, am Gipfel des Veling (725 m) nach kurzem Suchen Fragmente von *Serpula spirulaea* Ley m. und *Schizaster*, den Abdruck einer grossen, glatten Pektenart, sowie Bruchstücke von *Ostreen* sammeln.

Die eozänen Schichten liegen im östlichen Abschnitt des Beckens ungestörter, wie im westlichen. Das gegen die Peripherie des Beckens gerichtete Einfallen, das im Westen bei Rózsahegy und Kisselmec oft konstatiert werden kann, habe ich hier nur an einer Stelle, südlich Vichodna, am Rande des Vág-Tales beobachtet.

Wie ich bereits in meinem Bericht vom verflossenen Jahr erwähnte, nimmt die Höhe der eozänen Schichten ü. d. M. von W gegen O allmählich zu. Im W liegen sie im allgemeinen zwischen 500—600 m, weiter östlich, in der Gegend von Plostin, Illanó und Dovalló bereits erheblich über 700 m. Noch weiter östlich, bei Hibbe steigen sie bis 800 Meter, bei Vichodna bis 827 m und erreichen in der Gegend des Hruby grunj bereits die 900 m. Zwischen dem Eozän des westlichen und östlichen Liptó besteht somit ein Höhenunterschied von 300—400 m, was sich auf tektonische Ursachen zurückführen lässt. Im östlichen Teil des Beckens findet man nur schwache Spuren posteoazäner Bewegungen, die eozänen Schichten lagern hier, neben Vichoda, von ganz lokalen Störungen abgesehen, ruhig. Im westlichen Teil des Beckens, besonders am Südrand desselben fallen die Schichten sehr häufig gegen den Beckenrand zu ein, was zweifelsohne auf nachträgliche Bewegungen hindeutet. Hierauf verweisen auch die am nördlichen, besonders aber am südlichen Rand Schritt für Schritt auftretenden Kalktuffe, die von den Kohlensäure- und Schwefelwasserstoff-haltigen Quellen z. T. auch heute noch abgelagert werden. Die Anzahl dieser Quellen ist im Norden geringer, sie kommen in der Gegend von Lucski, Liptótepla und Benedekfalva vor, im Süden hingegen reihen sie sich längs einer langen Linie, in den Gemar-

kungen von Kisselmec, Szlécs, Németslipcse, Dubrava, Bodófalva und Liptóscentiván aneinander. Am zuletztgenannten Ort ist die Quellentätigkeit besonders lebhaft. Die Kirche der Ortschaft steht auf einem Hügel aus Kalktuff, an dessen Südfuss eine ergiebige, an Kohlensäure und Schwefelwasserstoff reiche Quelle hervorbricht. Weiter südlich, neben den letzten Häusern der Ortschaft erfolgt aus mehreren Quellen eine rapide Ablagerung des Kalktuffes. Diese Quellen brechen zweifelsohne längs einer Bruchlinie hervor, die dem Anscheine nach beiläufig nur bis zur Mitte des Beckens, bis Szentiván reicht und die auch als die Ursache dafür zu betrachten ist, dass der westliche Teil des Beckens um etwa 300 m gesunken ist.

Über dem Eozän folgt auch im mittleren und östlichen Teil des Liptóer Beckens überall der oligozäne Magurasandstein. An der Basis ist dieser schieferig, plattig, meist ziemlich glimmerreich, grau oder bräunlich und geht nach oben in einen tonigen, grauen, weicheren Schiefer über. Das Gestein enthält oft mehr—minder schwache Kohlensuren, die vielfach zu trügerischen Hoffnungen führten und unfruchtbare Mühe und Geldopfer forderten.

Am Schluss meiner Aufnahmen besuchte ich einige Kalkklippen im Komitat Árva. Die reichste Ausbeute lieferte mir eine Klippe bei Dubova, die bereits von Paul in seinem Aufnahmsbericht von 1868 erwähnt wurde.¹ Diese recht auffällige Klippe ragt am linken Ufer des Dubovaer Tales empor und ist schon aus dem Tal der Árva, von der Station Parasztdubova sichtbar. Sie ist das erste Glied der aus 6 Klippen bestehenden Reihe, die in das benachbarte Lutovaer Tal hinüberstreicht. Zu unterst liegt ein weisser oder blass rosafarbiger Krinoidenkalk, der gegen NW einfällt. Ich fand in demselben nach langem Suchen ausser weniger gut erhaltenen Krinoidenstielgliedern bloss zwei Brachiopoden, die nach der freundlichen Bestimmung Herrn Dr. Erich Jekelius' zu den Arten *Rhynchonella triplicosa* Quenst. und *Rh.* sp. ind. ex aff. *d'orbignyana* Opp. gehören.

Der Kalkstein gehört nach diesen Funden in das Bathonien und ist folglich älter, als Paul angenommen hatte, der ihn — zwar unter Vorbehalt — in den oberen Dogger stellte.²

¹ C. M. Paul: Die nördliche Árva; Jahrb. der. K. K. Geol. Reichsanst. Wien, 1868. No. 2, pag. 225.

² Uhlig stellt auf pag. 646 seiner Arbeit: Beiträge zur Kenntnis der Juraform. in den Karpatenklippen (Jahrb. der K. K. Geol. Reichsanst. Wien, 1878.) diesen Krinoidenkalk in den oberen und mittleren Dogger.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISS E DES KARSTGEBIRGES ZWISCHEN VRBOVSKO UND BOSILJEVO.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1917 und 1918.)

Von Dr. Ottokar Kadić.

In 1917 nahm ich das Kartenblatt 1:75.000, Zone 24, Kolonne XII auf u. zw. von Vrbovsko ausgehend zuerst die Gegend von Cetinj und Kamensko am linken Ufer der Dobra, dann das Gebirge am rechten Ufer der Kulpa, zwischen Plemenitaš und Zdihovo. In 1918 beging ich gegen NO anschliessend und von Bosiljevo ausgehend das Hügelland zwischen Zdihovo und Glavica, dann das Gebiet gegen S bis Dobra.

1. Stratigraphische Verhältnisse.

Mein Gebiet besteht fast ausschliesslich aus Kalksteinen und Dolomiten, nur in den tieferen Teilen des Dobra-Tales sind auch Schiefer aufgeschlossen. Nördlich Vrbovsko, in der Umgebung der Skakavac-Quelle wechsellagern rote und grünliche Schiefer stellenweise mit rotem Sandstein und hellgelbem Mergel. Es sind dies dieselben Gesteine, die in der Gegend von Čabar, Tršće, Gerovo und Mrzla vodica über dem Paläodias und unter dem Triasdolomit lagern und in unseren bisherigen Berichten als „Raibler Schichten“ beschrieben wurden. Auf der österreichischen geol. Karte ist N-lich Vrbovsko, etwas weiter aufwärts im Tal der Dobra auch das Permokarbon verzeichnet.

Auf die Raibler Schiefer folgt in der Gegend von Vrbovsko ein heller Dolomit, der mit dem Triasdolomit von Čabar, Tršće und Gerovo identisch ist. Die flachen, glatten Hügel bei Vrbovsko, bei Tuk im Osten und Hambarište im Süden bestehen sämtlich aus diesem Gestein, sowie auch die Lehnen des Lovnik-Berges, von wo ein schmaler Dolomitstreifen oberhalb der Luisen-Strasse bis zur Häusergruppe Nadvučnik reicht. Aus der Gegend von Hambarište zieht sich der Dolomit in einem schmalen Band über die linkseitigen, steileren Ufer der Dobra gegen SO bis zur Gemarkung von Gomirje. Im flachen, mit Gras und Gebüsch bewachsenen Gelände lässt sich das Streichen und Einfallen des Dolomits nur an wenigen Stellen bestimmen. Am linken Ufer der Dobra fallen die Schichten des Dolomitstreifens unter 20° gegen 18^h ein.

Der grösste Teil des begangenen Gebietes, namentlich das von NW gegen SO ziehende höhere Gebirge besteht aus Kalkstein, der nach seiner petrographischen Zusammensetzung vollkommen dem Liaskalk der Sniježnik- und Rišnjak-Gebirge entspricht. Er tritt hier in zwei gegeneinander scharf abgegrenzten Farbenvariationen auf. Die Grenzlinie beginnt N-lich vom Lovnik und zieht sich in NW—SO-licher Richtung am Südwestfuss der Berge Kamensko, Plešivica und Komarica entlang. NO-lich von dieser Linie besteht das Gebirge fast ausschliesslich aus dunklem, SW-lich dagegen aus grauem, von weissen Kalzitadern durchwobenem Kalkstein. Am linken Ufer der Dobra ist der Liaskalk wieder dunkel und seine wohlgeschichteten Bänke wechseln sich mit gleichfalls dunklem Dolomit ab. Das in 1917 begangene Liasgebiet lässt sich demnach in drei, mit dem höheren Gebirgszug parallel verlaufende Kalksteinzonen gliedern, namentlich: in den dunklen Kalk von Kamensko, in den weissen und grauen Kalk der Depression von Cetinj und in den dunklen Kalk von Hambarište am linken Dobraufer, der vom vorigen durch einen schmalen Dolomitstreifen getrennt ist. Der letzte Liaskalkfleck, den ich in 1918 kartierte, liegt innerhalb des Kreidegebietes zwischen den Ortschaften Zdihovo, Pribanjci, Bosanci und Vrtlišće. Auch hier dominiert der dunkle Kalk, der stellenweise von grauem und weissem Kalk abgelöst wird. Hier und da kommt dort sogar auch der dunkle Dolomit vor. Unzweifelhaft ist dieses Vorkommen nach seiner petrographischen Zusammensetzung mit den bisher als Lias erkannten grossen Kalkgebieten identisch.

Das Liasgebiet wird gegen NO von einem schmalen Dolomitstreifen umsäumt, der am Rande des Kalkgebirges in der Gestalt von langgestreckten Flecken eine schmale Depression ausfüllt. Der Dolomit ist bald grau, bald dunkel gefärbt, mitunter porös, ausgelaugt und beinahe überall stark zerklüftet und verwittert. Sein Alter konnte bisher noch nicht genau festgestellt werden. Die grauen Partien gleichen dem Triasdolomit von Vrbovsko, die dunkeln hingegen dem zwischen den Liaskalken auftretenden Liasdolomit. Auf den Blättern der österreichischen Aufnahmen figurirt diese Bildung als kretazischer Radiolitendolomit. Diese Annahme ist umso wahrscheinlicher, da im Liegenden des etwas weiter NO-lich, in der Gegend von Bosiljevo vorkommenden Senonkalkes tatsächlich ein Dolomit auftritt, der dem kretazischen Dolomit von Fiume entspricht. Zwischen den Ortschaften Damalj und Klanac, am Ufer der Kulpa ist in der Breite von 1 km ein weisser Dolomit mit Zuckerstruktur anzutreffen, der von hier allmählich schmaler werdend, in NW—SO-licher Richtung gegen Liplje und Osejnik weiterzieht. In der Gegend der Ortschaft Ponikve fällt der Dolomit unter 20° gegen 10^h ein.

Am weitesten ist der Triasdolomit jenseits der Družac- und Privis-Berge, in der Gegend von Bosiljevo und längs des flachen Ufers der Kulpa zwischen Pribanji und Spahići verbreitet. Das zuletzt erwähnte Vorkommen fällt beinahe überall unter $13-15^{\circ}$ gegen 23^{h} ein. Das Bosiljevoer Dolomitgebiet beginnt S-lich der Kulpa in einer Länge von 3 km und reicht gegen S bis zum Fusse des Privis-Berges. Die spärlichen Aufschlüsse ergeben hauptsächlich ein S-liches Einfallen unter $15-30^{\circ}$.

Der Dolomit wird von hellem, frischem, kristallinischem Kalk überlagert, der stellenweise Spuren von Rudisten enthält und somit dem Senonkalk der Gegend von Fiume entspricht. Die Österreicher stellten ihn unter der Benennung Radiolitenkalk gleichfalls in die Kreide. Er folgt nach den oben erwähnten Dolomitstreifen und reicht gegen NO bis zur Kulpa und von dort gegen SO bis zur Dobra. Am besten ist der Senonkalk in der Klamm der Kulpa zu studieren. Er erstreckt sich von der Kulpa gegen SO und baut das zwischen den Ortschaften Liplje, Hrsina, Ponikve und Grabrk gelegene, flach hügelige Karstgebiet auf, dessen höher emporragende Berge: der Družac und der Privis gleichfalls aus diesem Gestein bestehen. In dem niedrigen Dolomithügelland NO-lich von diesen Bergen tritt der Senonkalk in zusammenhängenden, unregelmässigen Flecken auf.

Das Pleistozän ist in meinem Gebiet durch Terra rossa repräsentiert, die zuerst in der Gemarkung von Hrsina, in den Wasserrissen der Südwesthänge des Družac und des Privis anzutreffen ist. Ihre Hauptausdehnung erreicht sie aber NO-lich von diesen Bergen, wo sie besonders die Dolomitgebiete bedeckt. Von Bosiljevo gegen O nimmt ihre Mächtigkeit zu, sie bedeckt alles, so dass anstehende Kalke oder Dolomit kaum mehr anzutreffen sind. Die Terra rossa füllt hier alle Spalten, Dolinen und sonstigen Vertiefungen so vollkommen aus, dass der Karstcharakter des Gebietes gänzlich verwischt wird, und sich nur im eigentümlichen, welligen Relief, in den flachen, tellerförmigen Vertiefungen, vor allem aber in der Wasserarmut der Gegend verrät. Diese Form des Karstes wurde von K a t z e r unter dem Namen „bedeckter“ oder „verhüllter“ Karst dem „offenen“ oder „nackten“ Karst gegenübergestellt.

2. Tektonische Verhältnisse.

Meine zweijährigen Untersuchungen gestatten noch keine allgemeinen Schlüsse auf den tektonischen Bau des ganzen Gebietes. Immerhin konnte ich feststellen, dass wir es in der Gegend von Vrbovsko mit einem aus Liasschichten aufgebauten, grossen, flachen Gewölbe zutun haben, dessen NO-Flügel auf die von mir begangenen Cetinj- und Kamensko-

Gebirge, der SW-liche aber auf das Kapela-Gebirge entfällt. Dieses Liasgewölbe ist durch einige grosse und zahlreiche kleinere Verwerfungen zergliedert.

Eine gewaltige Bruchlinie ist vor allem im Tal der Dobra anzutreffen, wo der Liaskalk nach der Entstehung des Bruches durch die Korrosion und später durch die Erosion in der Gegend von Vrbovsko restlos entfernt und der darunter gelegene Triasdolomit aufgeschlossen wurde. Der Einschnitt ist stellenweise so tief, dass N-lich von Vrbovsko sogar die Raibler Schichten im Liegenden des Dolomits zum Vorschein kamen.

Ein grösserer Bruch trennt gegenwärtig in der Gestalt einer tiefen Depression NO-lich von Vrbovsko, zwischen Stubica und Brdarica das Cetinj-Gebirge vom Kamensko-Gebirge und bildet gleichzeitig die Grenze zwischen den dunklen und hellen Liaskalken.

Als der grösste Bruch ist die lange, schmale Dolomit-Depression zu bezeichnen, die von Zamol gegen Ponikve zieht und das Liasgebirge vom niedrigeren Kreidegebiet trennt.

Folgen von Brüchen sind der klammartige Talabschnitt der Kulpa zwischen Plemenitaš und Severin, sowie auch die vertikalen Dislokationen, die in der Gegend von Bosiljevo zur Entstehung der Družac- und Pravis-Berge führten.

Kleinere Brüche sind überall anzutreffen; sie begleiten die grossen, oder treten unabhängig auf. All diese Brüche und Verwerfungen spielten bei der Verkarstung des in Rede stehenden Gebietes, respektive bei der Ausgestaltung seiner Morphologie und Hydrographie eine erstklassige Rolle.

ZUR GEOLOGIE DER PSUNJ- UND FRUŠKAGORA-GEBIRGE.

Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.

Von Prof. Ferdo Koch (Zagreb).

Als Fortsetzung meiner vorjährigen Arbeit beging ich das vom Požegaer Gebirge W-lich gelegene (von den Römern Mons Pisun genannte Psunj-Gebirge.

Von Pakrac ausgehend verfolgte ich an der N-lichen und S-lichen Seite des Gebirges die Grenze zwischen den jüngeren (tertiären und paläozoischen) und den archaischen Bildungen. Die Gesteine dieses ältesten Kerns unseres Gebirges und ihre Verbreitung wurden bereits von Dr. M. Kispatic¹ beschrieben.

Am Westabhang des Kalvarienberges von Pakrac (Sv. Vid) ist der miozäne Leithakalk in Steinbrüchen aufgeschlossen. Das weiche, weisse Gestein besteht vorwiegend aus Kalkalgen, enthält aber stellenweise auch Bänke mit *Pecten latissimus*, *Pectunculus polyodonta*, *Spondylus* sp., *Ostrea gingensis*, *O. cf. digitalina* und *Clypeaster grandiflorus*. Die Spalten des Kalksteins sind durch mit Schotter und Geröll (meist Quarz und wenig Gneis) vermischem, gelbem Ton ausgefüllt, der auch die Decke des Gesteins bildet.

Der Kalkstein besitzt eine geringe Ausdehnung und wird schon bei der Sv. Vid-Kapelle durch dünnplattige, gelbe, unterpontische Kalkmergel abgelöst, die stellenweise Reste von *Cardium*, *Planorbis* und *Limnaeus* (*L. velutinus?*), ferner Zähne und Schuppen von Fischen massenhaft enthalten. Der Leithakalk lässt sich am Westabhang des Kalvarienberges bis zur Grenze des Waldes verfolgen und ist auch S-lich von Sv. Rok in einer Ravine sichtbar, wo er aber nur bis zur Kote 262 m emporsteigt, dann von den erwähnten Mergeln verdeckt wird.

Auf der bewaldeten Oberfläche des Leithakalkes repräsentieren kleinere, trichterförmige Vertiefungen die Karstbildungen. In den Steinbrüchen lässt sich keine Schichtung beobachten; in der erwähnten Ravine ist der obere Teil des Leithakalkes bankig und die Mergel sind schiefe-

¹ M. Kispatic: Prilog geoloskom poznavanju Psunja (Rad. Jugosl. Akad. Knj. 109). Zagreb, 1892.

rig, das Streichen ist N—S-lich, das Einfallen unter $15-20^{\circ}$ gegen W gerichtet.

Südlich vom Bahnhof von Pakrac besteht das Bett des Pakra-Flusses aus unterpontischen Kalkmergeln (Streichen: NNW—SSO, Einfallen: 7° gegen SW). Ähnlich ist das Bett des Flusses S-lich vom Landesspital gegen Lipik ausgebildet. Das Hügelland W-lich Pakrac (zwischen Prekopakra und Batinjani) ist aus schotterigem diluvialen Ton aufgebaut. Am Ostabhang des Prekopakra wurden von der diluvialen Mündung des Flusses vorwiegend Quarzgerölle abgelagert, W-lich von hier, im Pazina-Bach sind die pliozänen Ablagerungen durch die mächtige diluviale Decke völlig verhüllt.

Die unterpontischen, gelben, harten Mergel erstrecken sich von Sv. Vid bei Pakrac bis Kraguj. Östlich von hier folgen im Liegenden derselben bankige mediterrane Sandsteine, grauer (Badener) Tegel und Leithakalk. Die Tegel sind hier, von spärlichen Schnecken- und Muschelsplittern abgesehen, fossilleer, im schroffen Gegensatz zu den unterpontischen Mergeln, die hier gleichfalls aschgrau sind, jedoch — wenn auch sporadisch — stets charakteristische Versteinerungen einschliessen.

Im Brusnica-Bach tauchen unter dem Leithakalk steil emporgefaltete, grüne Chloritschiefer, dann gegen O, im weiteren Verlauf des Baches graue und schwarze Quarzphyllite (Tonschiefer, Graphitschiefer) und schliesslich unweit der Mündung des Baches wieder stark gefaltete Chloritschiefer mit entgegengesetztem Einfallen auf.

Die Ausläufer der Berge N-lich Brusnik (Ravni brezik 465 m, 469 m, 434 m) bestehen ebenfalls aus Chloritschiefer, desgleichen auch der Fuss und der Rand dieses Gebirgsabschnittes, welch' letztere durch eine schwarze Phyllitzone verdeckt sind.

Über Brusnik gegen Lipovac ist vorherrschend Badener Tegel, in letzterer Ortschaft und ihrer Umgebung wieder Chloritschiefer anzutreffen, unter welchem, in unmittelbarem Kontakt mit dem Leithakalk ein stark verwitterter, schieferiger Gneis mit WNW—OSO-lichem Streichen und unter 30° gegen SW gerichtetem Einfallen folgt. Im W-lich von Lipovac gelegenen Abschnitt des Brusnica-Baches steht der Gneis mit Tegel und Leithakalk von übereinstimmendem Streichen, jedoch entgegengesetztem Einfallen in Berührung.

Die im allgemeinen stark gefalteten Chlorit- und Tonschiefer samt dem Quarzphyllit bilden zusammen eine ältere paläozoische (praekarbonische) Schichtenserie, die sich von N und W auf die ältere Schiefergruppe des Gebirgskerns stützt. Kispatic fand in den graphitischen

Phylliten des Brusnica-Baches in untergeordneter Menge eingefaltete Chloritschiefer.

Von Kraguj gegen Bjelevina reichen die unterpontischen Mergel ziemlich hoch (über 436 m) hinauf, mit Badener Tegel und Leithakalk im Liegenden. Letzterer fällt bei OSO—WNW-lichem Streichen unter 17° gegen NNO ein, unter ihm folgt ein verwitterter Gneis mit steilerem Einfallen, der sich über den Omanovac-Rücken gegen Zavlaka bis Dugenjive hinabzieht.

Die Hänge längs des Sigovac-Baches bestehen aus hellgelbem Kalkmergel, der sporadisch Fragmente von *Cardium*, *Limnaeus* und *Planorbis*, Flossenstacheln und Schuppen von Fischen, sowie auch Gänge von Bohrwürmern enthält. Auch der Smrezak-Berg besteht grösstenteils aus diesem Gestein, doch sind an seinem Osthang miozäne Schichten anzutreffen, während an seinem Südfuss (Seovica-Tal) der Leithakalk auskeilt und im Steinbruch ein verwitterter Gneis mit NNO—SSW-lichem Streichen und unter 32° gegen NW gerichtetem Einfallen aufgeschlossen ist. Der Kalkstein enthält Reste von Austern und von Korallen (*Trochosmia* sp. ?, *Corallium pallidum* Mich. ?), der Tegel stellenweise Lucinen. Der unterpontische Kalkmergel überlagert den Gneis nahezu horizontal, welcher letzterer bei Zavlaka in ähnlicher Situation eine dickbankige, granitartige Struktur aufweist und demzufolge dort in grossen Blöcken abgebaut wurde.

Bei der Ortschaft Seovica besteht der Hang des Kapellenhügels aus diluvialem Ton mit Geröll. Längs des Rakovac-Baches tritt wieder unterpontischer Mergel mit kleinen *Planorbis*-Gehäusen auf. Am S-lichen Teil des Omanovac-Rückens, im Sattel zwischen den Höhenkoten 404 m und 449 m kommt in geringer Menge Lithothamnienkalk mit Resten von Austern vor. Das Grundgebirge ist hier in einer schmalen Zone von schwarzen und bläulichgrauen Quarzphylliten, Tonschiefern (Graphitschiefern) und einem schmutzig grünen, stark zersetzten, chloritischen Gestein umgürtet. Von hier über den Begovac in das Tal des Rogoljica-Baches hinab, bis zur Südgrenze von Velika glavica liegt Gneis, der in seinem oberen Teil ein gewöhnlicher Biotit—Muskovit-Gneis, stellenweise mit granitischer Struktur und grossem Feldspaten, unten hingegen ganz dicht und feinkörnig ist. Seine Lagerungsverhältnisse lassen sich nicht aufklären. Zwischen den Koten 375 m und 422 m (Kudevina) ist neben dem Weg ein kleiner Ausbiss des Leithakalkes anzutreffen. Von hier gegen W besteht das ganze Gelände aus gelben, unterpontischen Mergeln, in deren Liegenden fossilere weisse Mergel als tiefstes Glied Mergeln, in deren Liegendem fossilere weisse Mergel als tiefstes Glied der pontischen Ablagerungen in grosser Mächtigkeit ausgebildet sind.

Längs der von Lipik nach Okučane führenden Strasse sind nur unterpontische Mergel sichtbar. Im letzteren Ort, an den beiden Seiten der Brücke liegt ein mürbes miozänes Konglomerat (Streichen: SO—NW, Einfallen 14° gegen NO). Bei einer Biegung der Strasse W-lich von der Kote 436 m (Demergince) taucht bläulichgrauer, sandiger, miozäner (Badener) Tegel auf, der unter dem vorhin erwähnten Konglomerat als wassersperrende Schichte fungierend, diese Strecke des Weges beständig durch Rutschungen gefährdet. Dieser Tegel und die kalkigen Sandsteine lassen sich vom Demergince bis zur S-lichen Gegend der Pasion-Höhe (431 m) verfolgen. Weiter gegen N, in der Richtung auf den Čagljíc gornji, Rakovčani und den Doksina-Bach folgen die unterpontischen Kalkmergel mit häufigen *Limnaeus*- und selteneren *Planorbis*-Resten, weiters die fossilere, weissen Mergel des untersten Pontikums.

Nördlich und W-lich von Pakrac breitet sich ein niedriges diluviales Hügelland: die sog. Pakračka gora aus. Unter der diluvialen Tondecke ist am Nordhang des Dereza bis zum Kravarina-Bach weisser und ockergelber, oberpliozäner (thrazischer) Sand aufgeschlossen. Die rechtsseitigen (N-) Hänge dieses Bachtals bestehen bis Grahovljani aus diluvialen Ton. Südlich von der Kote 170 m schloss der Kravarina-Bach am Fusse des Berges einen weissen, gelblichen und bläulichgrauen, fossilere Mergel auf, der den unterpontischen weissen Mergeln entsprechen dürfte. Bei Grahovljani tritt an den Abhängen beider Ufer horizontal gelagerter, verwitterter Leithakalk unter dem Mergel zutage. Dieser Kalk enthält zahlreiche, jedoch schlecht erhaltene Spuren von *Pecten latissimus*, *Spondylus* sp., *Ostrea armata* und *Pholas* sp. ?, Reste von Echinodermaten und Haifischzähne. Ebenda ist am rechten Ufer des Baches unter dem Kalkstein auch Chloritschiefer anzutreffen.

Der thrazische Sand liegt auf dem Leithakalk und wird vom diluvialen Ton bedeckt, so dass er nur stellenweise, z. B. in der Gegend von Dragović, Španovica und Buć in Uferbrüchen und Wasserrissen sichtbar wird. Südlich von der Ortschaft Grahovljani (Dabino brdo) ist die diluviale Decke samt dem weissen und bunten oberpliozänen Sand auf einem grauen und weissen, fetten Ton beständig im Rutschen begriffen.

In einem flachen Tal, das N-lich Kusonje die Pakračka gora in O—W-licher Richtung durchschneidet, wurde der Leithakalk in einem kleinen Ausbiss abgebaut; das im Bett des Baches aufgeschlossene Liegende desselben besteht hier aus Chloritschiefer und Tonschiefer. Derselbe Chloritschiefer ist (mit NW—SO-lichem Streichen und unter 20° gegen SW gerichtetem Einfallen) auch auf dem Hang S-lich vom Fried-

hof von Dragović bis Kusonje sichtbar, wo er abermals vom Leithakalk bedeckt wird.

Bei der Mündung des Rakovac-Baches ist am rechten Ufer Leithakalk, am linken Chloritschiefer, weiter aufwärts im Bach nur der letztere u. zw. stark gefaltet, also mit sehr veränderlicher Einfallrichtung anzutreffen (unterhalb der Ruine von Čaklovac 65° gegen NO). Von der Einmündung des Tisovac- (Votnasina-) Baches konnte ich den Ausbiss eines bläulichschwarzen Graphitschiefers in diesem Seitental aufwärts über nahezu $\frac{1}{2}$ km verfolgen. Von hier an bestehen beide Lehnen des Rakovac-Baches aus anstehendem, bankigem Leithakalk, wogegen sich im Bett noch der Chloritschiefer über eine Strecke verfolgen lässt. Der Berggrücken N-lich Kote 466 m besteht bis Čaklovac aus reinem Leithakalk mit 15° -igem Einfallen gegen NW. Etwas S-lich von Kote 292, längs der Strasse erwies sich ein gelblicher Kalkmergel (mit Resten von Echinodermaten) als ein dem Badener Tegel gleichwertiges, marines Sediment.

An beiden Seiten der Mündung des Ribnjak-Baches lagern unterpontische Mergel mit spärlichen, schlecht erhaltenen Fossilien, z. B. kleinen Bruchstücken von *Limnaeus*, *Planorbis* und *Cardium*, Knochenfragmenten, laub- und grasähnlichen Pflanzenresten und unbedeutenden Kohlenschnüren. Die Mergel streichen von WNW gegen OSO und fallen unter 34° gegen NO ein. Im Liegenden sind auch hier von oben nach unten Leithakalk, Tonschiefer und Chloritschiefer sichtbar.

Der Chloritschiefer ist im Bach aufwärts noch eine Zeit lang an beiden Seiten sichtbar, wird aber dann in der Richtung von Čadina strana und Šumetlica gornja vom Leithakalk endgültig verdeckt, der im Tal des Šumetlica-Baches unterhalb der Kote 416 m eine steile Felswand bildet. Im oberen Abschnitt dieses Baches erreicht ein grobes miozänes Konglomerat allmählich die Mächtigkeit von 20 m. In der Talenge N-lich des Šumetlica gornja (Koten 399 und 388 m) ist ein bläulichgrauer, dichter Kalkstein in horizontaler Lage und scheinbar ohne Fossilien anzutreffen, der das jüngste Glied des Paläozoikums darstellt, indem er in seiner ganzen Ausdehnung auf dem Chloritschiefer ruht und vom Leithakalk überlagert wird.

In der Mündung des Šumetlica-Baches ist an der rechten Seite unterpontischer Mergel, an der linken verwitterter Chloritschiefer anzutreffen. Derselbe nebst Tonschiefer ist auch im Orłjava-Tal bei Buć unter dem Leithakalk aufgeschlossen. Von Jakobovac bis Rogulje sind beide Seiten aus Leithakalk und untergeordnetem marinem Tegel aufgebaut. Südlich von der Ortschaft Rogulje lösen sich Muskovitgneis (Streichen

NW—SO, Einfallen 50° gegen SW), dunkler Amphibolit, dann abermals Gneis ab, die alle stark gefaltet sind und folglich nach sehr verschiedenen Richtungen, aber ausnahmslos sehr steil einfallen. Längs des Čelia-Baches, der ein Quellental der Orljava darstellt, beginnt der Komplex des Leithakalkes unten mit einem groben Konglomerat, das mit allmählich feiner werdendem Korn in den Kalkstein übergeht. Dies wiederholt sich auch im benachbarten Tal des Riječica-Baches zwischen Cicvare und Bjelajci, doch tritt hier im unteren Abschnitt des Bettes auch Chlorit-schiefer und Tonschiefer zutage.

In den S-lichen Uferlehnen der Stara Rijeka- und Ožegovačka-Bäche, desgleichen auch bei Buć sind unter den pliozänen und diluvialen Decken ein unterpontischer, gelber, weicher, fossilereicher und ein härterer, dünnblättriger Kalkmergel anzutreffen; der letztere enthält Schalen von *Cardium*, *Planorbis* und *Limnaea*. Diese jungtertiären Bildungen vermitteln einen Zusammenhang zwischen dem Psunj und dem Ravna gora-Gebirge.

Westlich der Verbindungslinie von Lipik und Okučani liegt ein neogenes Hügelland, das zwischen Raić und Benkovci aus miozänen Kalken, Mergeln und Tegeln aufgebaut ist, die im N und W durch die unterpontischen Kalkmergel, dann durch die bekannten oberpliozänen pannonischen (Paludinen-) Schichten überlagert werden. Die letzteren sind im W durch mehr-minder dickem diluvialen Ton verdeckt.

Längs des Konačka- (Bukovica-) Baches sind bei Novska die oberen und mittleren Paludinen-Schichten sichtbar. Im oberen Abschnitt des Baches liegt unter den mittelpannonischen Uniobänken (hier Muschel-sandsteinen) ein nahezu 1 m mächtiges Lignitflöz, das von O gegen W streicht und unter mindestens 30° gegen S einfällt. Weiter aufwärts sind längs des Baches nur gelbe Sande (Congerien-Sand?), über dem Bukovica-Bach aber weisse Mergel gelagert. Hier hat sich das Lignitflöz entweder bereits ausgekilt, oder es ist tiefer gesunken, jedenfalls nicht mehr sichtbar. Der Hügelrücken ist an der S-Seite von diluvialen Ablagerungen umschlossen.

Im Paklenica-Tal melden sich zuerst die oberen, dann alsbald die mittleren und unteren pannonischen Schichten, die auch hier unverändert von O gegen W streichen und unter 34° gegen S einfallen. Das Liegende des Lignitflözes beginnt mit einem grauen Ton (mit *Planorbis*-Resten), dann folgt gelber Sand, der die Congerien-Schichten repräsentieren dürfte. Die östlich von hier gelegenen Hügel (Sisvete, Puić, Kričke) bestehen bis zum oberen Lauf des Novska-Baches aus den bekannten weissen, unterpontischen Mergeln.

Im Duboka Dolina (Voćarica) genannten Bachtal ist wieder ein 1 m mächtiges Lignitflöz, u. zw. wie das vorige, unter einer mittelpannonischen Hangendschicht mit massenhaft auftretenden Unionen und Planorben sichtbar.

Im Soboština-Tal N-lich von Okučani tritt an beiden Seiten unter gelblichbraunem Ton pannonischer Sand und grauer Ton in schmalen Streifen hervor. Bei der Mündung des Ladjevac-Baches liegt ein grauer, weicher Kalkmergel, in dem ich den Abdruck einer grösseren *Valenciennesia* fand. Streichen: O—W, Einfallen: 25—30° gegen S. Im oberen Abschnitt des Soboština-Baches herrscht ein glimmerig sandiger, brauner und bläulichgrauer Tegel mit helleren Zwischenlagen vor. Im Liegenden folgen Sandstein, dann Leithakalk. Der Tegel enthielt ausser einigen verkohlten Pflanzenresten keine Spuren von Kohle und entspricht seiner Situation und Erscheinung nach dem Badener Tegel. Er ist in Benkovac, an der Mündung des W-lich von der Kirche gelegenen Sredevski-Baches gut aufgeschlossen und fällt dort bei O—W-lichem Streichen unter 30° gegen S ein. Nördlich von hier, am Bergrücken fällt er bei identischem Streichen gegen N ein, und bildet demnach eine Antiklinale, die sich auch weiter O-lich, am Glavica-Berg beobachten lässt.

Wenn man von Okučani kommend, die Čelar-Höhe (223 m) betritt, begegnet man am Hang Ton, dann gelbem Sand und grauem, pontischem Ton. Weiter N-lich von der Čelar-Höhe repräsentiert ein fossilreicher, honiggelber Sand entweder die unterpannonischen-, oder bereits die Congerien-Schichten. Bei Gradina (280 m) wechseln Kalkmergel mit gelbem Sand, bläulichgrauem, sandigem Tegel und Sandsteinbänken ab, in deren Liegendem sich stellenweise auch der Leithakalk meldet. Streichen: grösstenteils O—W, Einfallen: 25—90° gegen S. Diese Schichtengruppe umfasst die miozänen Sedimente, vorherrschend ist in ihr der Badener Tegel. Sie lässt sich gegen Ritdrače und Bobare bis zur Nordgrenze von Rogolje verfolgen und wechselt stellenweise mit Amphibolit ab.

Diese Schichten ziehen von Benkovac in breitem Bogen gegen O und W bis Bjelanovac, Goleše und Raić gornji. In der Ortschaft Goleše (Radnejovce) ruhen im Liegenden des Mergels und gelben Sandes Sandsteinbänke mit vielen Muschelresten (*Ostrea*, *Pecten*). Am NW-Ausgang des Dorfes sind die miozänen Schichten durch weisse unterpontische Mergel (mit häufigen kleinen *Planorbis*-Resten) bedeckt, welche letztere wieder in der Gegend des Konjska glava (408 m), Kovačevac (Alavudce), Brezina mala und Vodice weit verbreitet sind.

Von Vodice gegen den Luka-Bach schreitend, begegnet man wieder der obigen miozänen Schichtenserie, in der auch hier, wie am ganzen

Westrand des Psunj-Gebirges der Badener Tegel vorherrscht, mit dessen sandigen, mergeligen Schichten rosenfarbige, weiche, tonige Mergel, Sandsteinbänke und braune, schieferige Mergel wechsellagern. Ausser einigen verkohlten Pflanzenspuren fand ich in demselben keine organischen Einschlüsse. Stur² identifizierte diese sog. „Oberen Raićer Schichten“ mit den Radobojer Schichten in Kroatien. Auf unserem Gebiet fallen sie bei einem allgemeinen Streichen von O gegen W unter 30—90° gegen S ein und reichen längs des Luka-Baches bis Gornji Raić, wo sie von pannonischen Sanden und Tonen abgelöst werden, die ein dünnes Kohlenflöz in sich schliessen. Die Congerien-Schichten scheinen hier zu fehlen oder sind verdeckt. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass die Schichten bei einem von Čage gegen W gerichteten Streichen in der Gegend der Bukova pilana (311 m) auskeilen.

Bei Trnakovac meldet sich an beiden Seiten des Soboština-Tales ein stark verwitterter Biotitschiefer, dessen schmutzig grünlichbraune Farbe sich infolge des vielen Muskovits of in grau verwandelt. Aus solchem Gestein besteht der ganze Stupno brdo-Berg (320 m), die Höhenkoten 315 m, 318 m und der N-liche Rücken bis zur 288 m hohen Kuppe. Er streicht von NW gegen SO und fällt unter 40—50° gegen SO ein.

Derselbe Glimmerschiefer ist auch das Gestein des Brezovo-Berges (267 m) zwischen den Rogoljica- und Rasaska-Bächen, Nördlich davon, am steilen linken Ufer des Rogoljica-Baches lässt sich noch über eine Strecke dieser Glimmerschiefer verfolgen, der dann von miozänem sandigem Tegel, dann gerölligem Gehängeschutt überlagert wird. Ersterer entspricht dem Badener Tegel und fällt bei SSW—NNO-lichem Streichen meist sanft gegen NW ein.

Im Tal des Bukovica-Baches, in der Gegend von Rogolje wird der Tegel von mächtigem Leithakalk überlagert, innerhalb dessen sich Bänke gröberer, dann feinerer Konglomerate mit dem sandigen Kalkstein abwechseln. Ebendort lässt sich in einem schmalen Streifen auch ein Tonschiefer (Graphitschiefer) im Liegenden des Leithakalkes über den Bukovo brdo-Berg bis zum Rasaska-Bach verfolgen. Unter diesem folgt in den Tälern beider Bäche Amphibolit und schliesslich Gneis.

Am linken Ufer des Rasaska-Baches, S-lich vom Brezovo brdo-Berg wurde bei der Höhenkote 195 m durch die Waldbahn ein verwitterter, hell gefärbter Biotitschiefer aufgeschlossen, der von hier noch bis zur Mündung des Klenovac-Baches reicht.

² D. Stur: Die neogentertiären Ablagerungen von Westslavonien (Jahrb. d. K. K. Geol. R.-Anst. Wien, 1862, pag. 289).

Am Südrand des Psunj-Gebirges zieht eine schmale Zone des Amphibolschiefers — die Orte Čapragince, Širince, Žuberkovac, Šagovina, Šumatlica und Podorško berührend — bis Orljavac. Bei der zuletzt genannten Ortschaft überschreitet diese Schieferzone die Klamm des ähnlich benannten Flusses, um in der Gegend von Poljanske und Vrhovac samt der zentralen Masse des Gneises endgültig unter den miozänen Bildungen zu verschwinden. Diese Stelle bezeichnet zugleich die geologische Grenze zwischen den Psunj- und den Papuk—Krndija-Gebirgen.

* * *

Die im Herbst 1917 mir noch zur Verfügung stehende kurze Zeit verwendete ich dazu, an der Hand von Übersichtsaufnahmen im östlichsten Gebirge Kroatiens: in der Fruška gora die dortigen kretazischen Bildungen mit den gleichalten Bildungen der anderen kroatischen Gebirge zu vergleichen.

Als Folge der vor einigen Jahren durchgeführten Ausrodung der Wälder ist jetzt ein grosser Teil des Gebirges von dichtem Gestrüpp bewachsen, wodurch die guten Aufschlüsse verdorben wurden und zwar sogar auf dem Nordabhang, wo A. Koch seinerzeit so reiche Serien von Fossilien sammeln konnte. Aus diesem Grunde konnte ich mich bei der Parallelisierung der oberkretazischen Bildungen nur auf das von Gy. Pethö und E. Pratz beschriebene paläontologische Material, und auf petrographische Beobachtungen stützen.

Die obere Kreide wurde in ihrer ostalpinen Ausbildung N-lich von Karlovac, längs der Kulpa als Rudistenkalk und Flysch bekannt. Von hier greifen diese Bildungen auf das Žumberak-Samobor-Gebirges hinüber und tauchen auch an einigen Stellen des Zagreber Gebirges auf. In Slavonien kenne ich sie in gleicher Ausbildung vom Crni vrh-Gebirge (Jovanovica-Tal bei Vočin), vom Papuk-Gebirge oberhalb Jankovac, aus der Požeska gora und schliesslich aus der Fruška gora. Sämtliche Vorkommnisse sind durch Rudistenkalk, mergelige Tonschiefer, Sandsteine und gewisse litorale Ablagerungen charakterisiert, welche letztere zugleich die untere Grenze der kretazischen Sedimente bezeichnen. Diese litoralen Ablagerungen bestehen im Zagreber Gebirge aus kretazischen Konglomeraten und Breccien mit Bruchstücken von Karbonschiefer, Quarz, Kalkstein und altpaläozoischen Grünschiefern, aus denen *Trochomilia complanata* zum Vorschein kam. In der Fruška gora setzt sich dieses Trümmerstein und altpaläozoischen Grünschiefern, aus denen *Trochomilia complanata* Serpentin zusammen.



A. Koch³ identifizierte auf Grund seines Fossilienmaterials die kretazischen Bildungen der Fruška gora mit den alpinen Gosauschichten. Gy. Pethö⁴ hingegen stellte dieselben Bildungen in die Hypersenon-Stufe zwischen Kreide und Eozän. In seiner posthumen Arbeit⁵ über diese kretazische Fauna blieb aber Pethö mit den geologischen Altersbestimmungen schuldig. Immerhin wird durch die von Pethö und von E. Pratz⁶ mitgeteilten Faunenserien die Zugehörigkeit der in Rede stehenden Bildungen zum Gosau unzweifelhaft erwiesen.

Nach J. Felix⁷ reichen die Gosauschichten vom Agoumien zu mindest bis einschliesslich zum Maestrichtien, sie umfassen demnach das obere Turon und das ganze Senon. Trotzdem an den angeführten Stellen die sämtlichen Glieder der Schichtenserie mehr oder minder bestimmt nachgewiesen werden können, vereitelt der gänzliche Mangel an Fossilien oder das Fehlen jedwelcher halbwegs bezeichnender Formen jede detailliertere Gliederung.

In meiner Studie über die oberkretazischen Sedimente des Kalnik-Gebirges⁸ gelangte ich zu dem Schlusse, dass wir es dort mit Gosauschichten zu tun haben, die Charaktere des oberen Senon, respektive des unteren Campanien aufweisen. Der in diesen Schichten gefundene *Plagioptichus aguilloni* D'Arb. kommt auch in der Kreide der Fruška gora vor. Die Mollusken- und Korallen-Faunen der Zagreber-, Kalnik- und Fruška gora-Gebirge stellen das gleiche Gosau-Alter dieser Schichten ausser Zweifel.

Meine sonstigen in der Fruška gora durchgeführten geologischen Beobachtungen stelle ich im nachfolgenden zusammen.

Beim Grgeteg genannten Kloster tritt in einem schmalen Streifen verwitterter Leithakalk in Gesellschaft gleichfalls miozänen Sandsteins und Konglomerats zutage. Auf dem vom Kloster nach Vijenac führenden Weg steht Magnesienkalk und verwitterter Serpentin an, während auf

³ Koch, A.: Neue Beiträge z. Geologie d. Fruska gora in Ostslavonien. (Jahrb. d. K. K. geol. R.-Anst. Wien, Bd. XXVI, 1876).

⁴ Pethö, Gy.: Über das Ligament und die innere Organisation der Sphaeruliten (Földtani Közlöny, Jahrg. XII, Budapest, 1882).

⁵ Pethö, Gy.: Die Kreide- (Hypersenon-) Fauna des Petervardeiner (Fruska gora-) Gebirges (Palaeontographica, Bd. LII, Stuttgart, 1906).

⁶ Pratz, E.: Beschreibung der Korallen. Appendix zu Pethö's obiger Arbeit.

⁷ Felix, J.: Studien üb. d. Schichten d. oberen Kreideformation etc. (Palaeontographica, Bd. 54, Stuttgart, 1908).

⁸ Koch, F.: Die oberen Kreideschichten des Kalnik-Gebirges in Kroatien (Glasn. hrv. prirodosl. drustava, god. XXX., Zagreb, 1918).



den Hängen Gerölle von oberkretazischen, harten Sandsteinen und Quarzkonglomeraten umherliegen. Längs des Baches aufwärts schreitend, erinnert ein stark glimmeriger, rötlichgrauer Tonmergel an die Werfener Schiefer, repräsentiert aber den tieferen Horizont der oberen Kreide. Streichen: O—W, Einfallen: 15—25° gegen N. In diesen Schichten fand ich nur schlechte Gastropodenreste, wodurch sie ebenfalls an die ähnlichen Tonmergel des Zagreber Gebirges (Nagusni jarak) erinnern, aus denen auch eine *Spatangus*-Gattung (*Linthia* sp. ?) zum Vorschein kam.

Nördlich von Stražilovo ist ein ebenfalls fossilereicher, grünlichgrauer Tonschiefer in Steinbrüchen aufgeschlossen. Der östlich von hier sich erhebende Bergrücken ist nahezu bis Vinajec mit Löss bedeckt, der eine reiche Fauna von Festlandschnecken enthält.

Der im Garten des Klosters von Vrdnik (Ravanica) aufgeschlossene, verwitterte Quarzit zieht längs des Dubočac-Baches gegen N und enthält auch Talkschiefer. In einem anderen Steinbruch (auf dem Hang des Kula) ist rötlichgrauer, stark gefalteter Plattenkalk mit NW—SO-lichem Streichen und unter 60° gegen SW gerichtetem Einfallen aufgeschlossen. Auf diesen folgt wieder talkschieferiger Quarzit. Vom S-lichen Ende der Ortschaft Vrdnik 1 km W-lich kommt unter den oligozänen Sanden und Schottern ein krümmeliger, grauer, dolomitischer Kalkstein vor, der wahrscheinlich eine Stufe (die Ladinische ?) der Trias repräsentiert, auf der geologischen Karte A. Koch's⁹ aber nicht verzeichnet ist. Ebenfalls mitteltriassisch (Muschelkalk?) ist auch der Kalkstein, der bei Jarak gebrochen wird (auf der militärischen Karte irrtümlich als Granitsteinbruch bezeichnet). Hier ist der stark zerklüftete und gefaltete Kalkstein mit NW—SO-lichem Streichen und unter 64° gegen NO gerichtetem Einfallen auf die Unterwerfener (Seiser) Schiefer gelagert und gegen N durch eine Verwerfung vom steil gegen S einfallenden Quarzphyllit abgegrenzt, welcher letzterer mit bläulichschwarzen Tonschiefern wechselagert. Nördlich von den Ruinen des weiblichen Klosters, im Tal des Srnjevacer (Veliker) Baches ist eine breite Zone eines Antagorit-Serpentins sichtbar, dessen veränderlich einfallende Bänke von Amphibolit bedeckt werden. Dann folgen bis zum Crveni Čot Olivinserpentin, Kalkglimmerschiefer und eisenrostiger Quarzphyllit. Dieser ganze Schichtenkomplex ist samt dem triassischen sehr stark gefaltet.

Im Tal des Baler- (Grabovac-) Baches sind im Liegenden der Unterwerfener Schiefer abermals Quarzphyllit und Tonschiefer mit den Spu-

⁹ Koch, A.: Geologie der Frusagora (Math. u. Naturwiss. Berichte aus Ungarn, Bd. XIII, pag. 45—127, Budapest, 1897).

ren zweier Trachyterruptionen sichtbar. Der hiesige Serpentinausbiss ist auf der Karte A. Kochs noch als Diorit, resp. Grünschiefer verzeichnet.

Am S-lichen Ende der Ortschaft Ledinci ist miozäner Leithakalk in Steinbrüchen aufgeschlossen. Dieses dünnblättrige Gestein fällt gegen NNO sehr steil ein oder steht gar vertikal. Seine Fossilien sind: *Pecten* sp., *Pectunculus* sp., *Cardium* sp. und Kalkalgen, während aus dem begleitenden Badener Tegel Nulliporen-Knollen, *Lucina* sp., *Dentalium* sp. und *Cardium* sp. etc. zum Vorschein kamen.

Schon J. Böckh¹⁰ hatte beobachtet, dass hier im Liegenden des Leithakalkes ein eigentümliches, blättriges, an Trachyttuff erinnerndes Gestein liegt, das viel bronzefarbigem Glimmer, Feldspat- und Quarzkörner (also Trachytmaterial) enthält. Wenn dieses auch von mir beobachtete Gestein sich tatsächlich als Trachytgrus erweist, dann müssen die Trachyterruptionen der Fruška gora vormiozän sein. In Anbetracht dessen jedoch, dass die Andesit- und Basalt-Eruptionen Kroatiens im Obermiozän, resp. in postmiozänen Zeiten erfolgten, würde man noch weitere Beweise benötigen, um die Trachyt-Eruption als so bedeutend älter anzuerkennen.

Beim Studium des mit Löss bedeckten Kalakač fand ich zwischen den Koten 212 und 213 m an der Donau folgendes Profil: Löss (50—60 Meter) und darunter geschichteter gelber Sand, dann grobes Konglomerat (Belvedere-Schotter?), bläulichgrauer, geschichteter, wellig gefalteter Tegel (Streichen NW—SO, Einfallen unter 22° gegen SW) meist mit grossen, grobrippigen *Cardium*resten. Stellenweise berührt die Lössdecke infolge von Rutschung das Wasser der Donau.

Ein sehr interessantes Profil beschrieb Prof. K. Gorjanović-Kramberger¹¹ vom östlichsten Fortsatz der Fruška gora: „Die Lössbildung von Stari Slankamen gliedert sich in zwei Abschnitte, u. zw. in einen unteren, gestörten und einen oberen, horizontalen. Die Bewegung des ersteren entfiel auf die dritte Verwitterungsperiode, wonach eine fluviatile Planierung der Lössdecke erfolgte. Die beiden Lössperioden werden demnach hier durch eine kurze Abrasions- und Sedimentationsperiode voneinander getreunt, eine — meines Wissens bloss von Stari Slankamen bekannte — Erscheinung, die sich durch die Bewegungs-Phänomene des Leithakalkes der Fruška gora erklären lässt.“

¹⁰ Staub, M.: A Frusca gora aquitániai flórája (Magy. Tud. Akad. Értekez. a term. tud. köréből, Bd. XI, Budapest, 1881. Nur ungarisch).

¹¹ Gorjanović-Kramberger, K.: Über eine diluviale Störung im Löss von Stari Slankamen in Slavonien (Compte Rend. d. XI. Congr. Géol. Internat., Stockholm, 1910).

Dies kann ich noch damit ergänzen, dass unter dem pliozänen Sand eine dünne Schicht eines krümmeligen, kalkigen sarmatischen Sandsteins mit Fragmenten von Mollusken (*Cerithium*) lagert. Diese Schicht keilt sich gegen N aus. In ihrem Liegendem ist Leithakalk und grobes Konglomerat vorhanden, mit Fossilien, die mitunter wahre Muschelbänke bilden (*Ostrea*, *Spondylus*, *Pecten*, *Pectunculus*, etc.). Das Streichen des Kalksteins ist O—W-lich, er fällt bei Zagrad steil gegen S ein, stellt daher einen Flügel einer Antiklinale des Gebirges dar.

Unter dem Leithakalk liegt bei Zagrad ein bläulich-schwarzer, gelblich gestreifter Ton mit Kohlenspuren, der wahrscheinlich in das Oligozän gehört. In seinem Liegendem ist ein dichtes, kristallinisches, dunkelgrünes Gestein anzutreffen, das an den bei der Mündung des Eisenbahntunnels von Petrovaradin (Pétervárad) sichtbaren Grünschiefer erinnert.

V. S. Popovics erwähnt,¹² dass er bei Stari Slankamen in Haufen zusammengetragenen Trachyt sah, der angeblich dortselbst bei niedrigem Wasserstand aus dem Bett der Donau gebrochen worden wäre. Wahrscheinlich dürfte dieses Gestein mit dem oben erwähnten dunkelgrünen Gestein identisch gewesen sein.

¹² Popovics, V. S.: Jelentés a Fruska-gora hegységben tett geológiai gyűjtés és kutatásról. Bericht ü. d. geol. Aufsamml. u. Forschungen im Fruska-gora Gebirge. Földtani Közlöny, Bd. VI, Budapest, 1876. Nur ungarisch).

GEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN IN DER GEGEND VON SKRAD IM KOMITAT MODRUŠ-FIUME.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1918.)

Von Dr. Viktor Vogl.

Meine Kartierungsarbeiten in Kroatien, die ich 1915 unterbrach, konnte ich 1918 fortsetzen. Begangen wurde das von Skrad gegen NO, O und SO gelegene Gebiet, dessen mesozoische Dolomit- und Kalksteinmassen das paläozoische Schiefergebiet von Skrad—Kulpa—Brod von O und SO umsäumen. Ich hatte ferner Gelegenheit, in der Begleitung Herrn Direktor v. Lóczy's den von Plaški bis beiläufig Sinac reichenden Abschnitt der im Bau begriffenen Eisenbahnstrecke Ogulin—Knin übersichtlich zu begehen.

Das gegen die Kulpa abfallende, ein sehr jugendliches Antlitz zeigende, tief zerschnittene Schiefergebiet von Skrad endigt im NO, bei der von Podstene an der Kulpa in SO-licher Richtung bis Brod—Moravice ziehbaren Linie plötzlich. Gegen NO und O von dieser Linie erstreckt sich ein aus Dolomit und dunkelgrauem Kalkstein aufgebautes, wenig gegliedertes, plateauartiges Gebiet weit nach N in Krain und nach O bis zur Gegend von Lukovdol und Bosiljevo hinüber, wo mein Kollege Dr. Ottokár Kadić arbeitete.

Von diesem Gebiet beging ich nur einen kleinen Teil. Die paläozoischen Schiefer grenzen in der Regel unmittelbar an den Dolomit, wogegen die roten und grünen Raibler Schiefer, die stratigraphisch zwischen die beiden gehören, hier im allgemeinen fehlen, so dass ich nur in der Gegend von Čučak einen schmalen, im Streichen nach beiden Richtungen sich alsbald auskeilenden Streifen an der Grenze des Dolomits und des paläozoischen Schiefers ausscheiden konnte. Der rote Schiefer zeigt hier die Spuren kräftiger Dislokationen: er ist chaotisch gefaltet, so dass man kaum ein bestimmtes Einfallen an demselben beobachten kann. Auch der darüber folgende Dolomit ist längs der ganzen paläozoischen Grenze schlecht geschichtet, wo aber eine Schichtung überhaupt zu sehen ist, findet man überall ein NO-liches Einfallen, so dass er die NW-lich von hier gelegenen alten Schiefer scheinbar ruhig überlagert. Dass aber dies nur dem Anscheine nach so ist, geht aus dem beinahe konstanten Fehlen

der dazwischen gehörigen Raibler Schiefer hervor, und gelingt es uns auch nicht, hier mit Bestimmtheit einen Bruch festzustellen, müssen wir dennoch annehmen, dass zur Zeit der grossen tektonischen Bewegungen der Raibler Schiefer beinahe längs der ganzen Linie ausgepresst, verschmiert wurde. Östlich von Skrad reichen die dunklen paläozoischen Schiefer längs der Luisen-Strasse in einem allmählich schmaler werdenden Streifen bis Komorske-Moravice. Im S lässt sich dieselbe Bildung beinahe bis Ravna gora verfolgen, wo sie dann durch das aus Dolomit, hauptsächlich aber aus dunkelgrauem Kalkstein bestehende Massiv begrenzt wird, das sich weit gegen S erstreckt und im Zug des Biela Lasica (1533 Meter) kulminiert.

Während der N-liche, zum unmittelbaren Wassergebiet der Kulpa gehörige Teil des Skrader paläozoischen Schiefergebietes eine von steilwandigen Gräben und Wasserrissen durchschnittene Gegend mit noch sehr lebhafter Erosionstätigkeit darstellt, zeigt der S-liche Teil des Gebietes ein bereits mehr ausgeglichenes Gelände mit zumindest reifen, stellenweise sogar schon senilen Formen. Aus diesem erheben sich ausser dem bereits in meinem Bericht von 1915 erwähnten Skrad vrh noch mehrere, mehr-minder grosse, meist aus Dolomit bestehende Schollen, so z. B. drei kleinere längs der Luisen-Strasse O-lich von Skrad, eine kleine Scholle bei der Ortschaft Grmalj und eine grössere O-lich von der Kicel-Höhe (909 m), S-lich von der Ortschaft Divjake. Unter der Scholle von Grmalj tritt im Osten auch der Raibler Schiefer zutage. In Spuren ist der rote Raibler Schiefer auch im Liegenden am Nordrand des längs der Luisen-Strasse gelegenen, grössten (mittleren) Dolomitabschnittes anzutreffen, der hier gegen SW einfällt.

Östlich von Divjake und Bukov vrh erhebt sich die gewaltige, aus Dolomit und dunkelgrauem Kalkstein bestehende Masse des Rudač Palež, die ein 800—900 m hohes Karstplateau bildet und einen N-lichen Ausläufer des ausgedehnten, verkarsteten Hügellandes darstellt, das weit im Süden, in der Biela Lasica (1533 m) ihre grösste Höhe erreicht. Im N, am Fuss des Rudač sind die Raibler Schiefer zwischen Novi lazi und Stari lazi in einem verhältnismässig breiten Streifen anzutreffen. Über diesem folgt Dolomit mit S-lichem Einfallen, der sich beinahe bis zum Rande des Karstplateaus verfolgen lässt, wo er dann vom dunkelgrauen Kalkstein überlagert wird. Dieser bildet die ganze Höhe des Plateaus und die aus demselben emporragenden Höhen, von denen der Palež (901 m) die höchste ist. Am Westrand des Plateaus ist der Dolomit ebenfalls vorhanden, wenn er auch nur in schmalen Streifen kartiert werden kann. In seinem Liegenden fehlen aber meist die Raibler Schiefer. Nur gegenüber

der Ortschaft Bukov vrh konnte ich über eine kurze Strecke einen schmalen Streifen desselben kartieren. Der dunkelgraue Kalkstein fällt auf der Höhe des Plateaus in grosser Allgemeinheit gegen S oder SW ein. In der Nähe des auch auf der Karte 1:75.000 eingezeichneten, vom Gipfel des Palež gegen NNO, von Stari lazi über die Masse des Rudač nach Petrovići führenden Karrenweges öffnet sich in diesem Kalkstein eine grössere Höhle, durch deren gewaltigen Eingang man in einen ziemlich steil abwärts führenden, breiten, von Felsblöcken bedeckten Gang gelangt.

Der Kalkstein des Rudač—Palež-Plateaus stimmt in seiner petrographischen Ausbildung vollkommen mit den Kalksteinen überein, die ich in den vorhergegangenen Jahren S-lich von Fužine, O-lich von Ličko polje, im Gebiet des Bitoraj, dann bei Crni lug, in der Gegend des Rišnjak, sowie auch im Umkreis von Lokve und Delnice kennen lernte. An manchen Stellen des erwähnten Gebietes sammelten Kadić, Kormos und ich Faunen, in denen ich seither ausser zwei neuen Arten die folgenden Formen identifizieren konnte: *Terebratula rozoana* Schaur., *T. reineri* Cat., *Pecten* aff. *priscus* Schloth., *Gervillia* cfr. *lamellosa* Leps., *Modiola schaurithi* Tausch., *M. neumayri* Stur? *M. sp. ind.*, *Cucullaea* aff. *problematica* Vacek, *Pholadomya* sp. ind., *Nerinea (Aptyxiella) atava* Schmidt, *N. (A.) norigliensis* Tausch.

Ich kann hier diese Fauna nicht eingehender analysieren und will nur feststellen, dass sie in den allgemeinen Charakteren mit der durch die Arbeit von Tausch aus den sog. alpinen grauen Kalken bekannt gewordenen identisch ist. Stratigraphisch sagt diese Assoziation, in der unter-, mittel- und oberliassische Formen gemischt auftreten, nicht viel. Sicher ist nur, dass die alpinen grauen Kalke sowohl in den Alpen, wie auch im kroatischen Karst in den Lias gehören.

Nördlich vom Gipfel des Rudač, unweit der Grenze des Dolomits hatte ich das Glück die folgenden Arten sammeln und ziemlich sicher bestimmen zu können: *Nerinea (Aptyxiella) atava* Schmidt, *N. (A.) norigliensis* Tausch und *Pecten (Aequipecten) priscus* Schloth. Es erleidet demnach keinen Zweifel mehr, dass wir es auch hier mit Liaskalk zu tun haben.

* * *

Unser flüchtiger Besuch, den wir mit Direktor v. Lóczy dem Abschnitt Plaški-Sinac der im Bau befindlichen Eisenbahnstrecke Ogulin—Knin abstatteten, lieferte wegen der Kürze der Zeit nur einzelne Daten: In der Gegend von Josipdol liegt Dolomit, der mit dem Hauptdolomit der Gegend identisch zu sein scheint. Seine Schichten fallen in der Gegend

von Supica—Obsenica gegen SO, zwischen Sumoničelo und dem Blata-See gegen SW, bei der Station Blata aber schon gegen NNW ein.

Vom Blata-See zieht sich gegen NW eine Depression, die offenbar eine tektonische Linie bezeichnet, da der S-lich von ihr folgende Kalkstein gegen SW einfällt. Er wechselt sich oft mit Dolomit ab und behält sein Einfallen mit grosser Beständigkeit bis nach Vrhovine hinab. Bei der Station Jesenica-Saborski konnten wir in einem ziemlich günstigen Einschnitt beobachten, dass der auch hier gegen SW einfallende Kalkstein dicht, hellgrau, stellenweise von Kalzitadern durchzogen ist. Wahrscheinlich hat man es hier mit einem Trias- (vielleicht Gyroporellen-) Kalk zu tun, der uns aber keine Fossilien lieferte.

Denselben Kalkstein durchquert auch der lange Tunnel zwischen Vrhovine und Sinac, in welchem sich das Einfallen weniger bestimmt feststellen liess; an einer Stelle glaubte ich ein SO-liches, später ein unter etwa 30° gegen W gerichtetes Einfallen beobachten zu können. Im Tunnel konnten wir auch mehrere Verwerfungen und breite Spalten beobachten, von denen eine von SSO gegen NNW streicht, fast vertikal steht, an der einen Wand eine Gleitfläche zeigt und mit Lehm ausgefüllt ist. Bei dem gegen Sinac mündenden Ausgang des Tunnels ist eine beiläufig 1—1.5 m breite Kluft mit Terra rossa und reichlicher Reibungsbreccie ausgefüllt.

BERICHT ÜBER DIE SCHICKSALE UND ARBEITEN DER AGROGEOLOGISCHEN SEKTION WÄHREND DER JAHRE 1919—1923.

Von Péter Treitz.

Seit der Gründung der Agrogeologischen Sektion bis zu der I. Internationalen Agrogeologischen Konferenz im Jahre 1909 in Budapest, waren die Mitglieder der Agrogeologischen Sektion ausschliesslich als aufnehmende Geologen beschäftigt und führten hauptsächlich Spezialaufnahmen auf Karten im Massstabe 1:25.000 aus. Bei diesen Aufnahmen bildete die Entwicklung des geologischen Bildes der aufgenommenen Gebiete die Hauptaufgabe; als zweite Aufgabe kam hierzu noch die Beschreibung der Bodenarten, welche die einzelnen geologischen Gebilde bedeckten. Eine eigentliche Bodenaufnahme konnte naturgemäss bei dieser Arbeitseinteilung nicht ausgeführt werden, der bodenkundliche Teil der Aufnahmen spielte immer eine untergeordnete Rolle.

Inzwischen häuften sich die seitens der Praxis gestellten Aufgaben immer mehr, und alle Versuche, diese im Rahmen der agrogeologischen Karten zu lösen, scheiterten, so dass eine Abhilfe unbedingt geschaffen werden musste.

In diesen Zeitraum fiel die I. Internationale Agrogeologische Konferenz (1909 Budapest). Der einstimmige Beschluss der Konferenz¹ hatte

¹ Comptes Rendus de la I-ère Conférence Internat. Agrogéologique Budapest, 1909, pag. 66. Der Beschluss der Konferenz lautet: Die in Budapest tagende I. Internationale Agrogeologische Konferenz hält es für wünschenswert, dass die agrogeologische Kartierung in erster Linie auf Grund der vorhandenen geologischen Karten übersichtsweise durchgeführt, und im kleineren Massstabe (etwa 1:200.000) herausgegeben werde. Auf den durch Untersuchungen als mehr oder weniger homogen zusammengesetzt erkannten Gebieten sollen geeignete Gutskomplexe, welche typische Bodenentwicklung zeigen, ausgesucht und eingehend in grossem Massstab kartiert werden. Diese Spezialaufnahmen sollten die bei der Bodenuntersuchung beteiligten sämtlichen Wissenszweige vereinigen, damit die Resultate der Bodenuntersuchung, durch wissenschaftlich geleitete Kulturversuche kontrolliert und bestätigt, der ökonomischen Praxis des betreffenden homogenen Distriktes zu Nutzen gemacht werden können. Also die Mindestforderungen, welche für die Bodenkartierung zu erfüllen sind, sind: „1. Schleunige Herstellung von Übersichtskarten unter Berücksichtigung der zonalen Bodentypen. 2. Bearbeitung typischer Bodenarten in Monographien, unter Benützung aller Hilfsmittel der Wissenschaft.“

zur Folge, dass der bisherige Arbeitsplan unserer Sektion ganz umgestaltet wurde. Nach eingehenden Beratungen in der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt beschloss Direktor Dr. L. v. Lóczy sen., dass die speziellen agrogeologischen Aufnahmen einstweilen eingestellt werden, die Mitglieder der Sektion die übersichtliche Bodenaufnahme des Landes beginnen und wenn diese beendet ist, an wünschenswerten Orten, in grossem Massstabe, äusserst detaillierte Spezialaufnahmen ausführen sollen.

Mit diesem Beschlusse löste sich der enge Zusammenhang, welcher zwischen der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt und der Agrogeologischen Sektion bisher bestanden hat, da der grösste Teil der Agrogeologen von nun an mit geologischen Aufnahmen amtlich nicht mehr beauftragt wurde, sondern sich nunmehr ausschliesslich mit reinen bodenkundlichen Aufnahmen befasste.

Direktor L. v. Lóczy sen. beabsichtigte in dieser Zeit die Kgl. Ung. Geologische Anstalt zu einer grossen Heimstätte der reinen geologischen Wissenschaft auszubauen und beschäftigte kurz vor Ausbruch des Weltkrieges eine so grosse Zahl äusserer Mitarbeiter, dass sich in der Anstalt bald Knappheit an verfügbaren Räumlichkeiten bemerkbar machte. Um dem Raummangel abzuhelfen, wurde in Erwägung gezogen, ob nicht die Agrogeologische Sektion auswärts unterzubringen wäre? Auf diese Weise wäre der Geologischen Anstalt geholfen, und der Agrogeologischen Sektion freiere Entwicklung gewährt.

Diesen Erwägungen entsprechend richtete Direktor L. v. Lóczy sen. eine Eingabe an das Ministerium. Seine Proposition wurde günstig aufgenommen, die Ausführung jedoch durch den inzwischen entbrannten Weltkrieg verhindert. Im Ministerium für Ackerbau arbeitete man in dieser Zeit an der Gründung einer grossen Zentralanstalt für Pflanzenbau und die Agrogeologische Sektion sollte dieser Zentralanstalt, neben vielen anderen Instituten und Versuchsstationen, als Bodenkundliches Institut angegliedert werden. Ich erhielt den Auftrag, das Arbeitsprogramm des neuen Bodenkundlichen Institutes auszuarbeiten und dasselbe mit den Statuten des zu gründenden Zentralinstitutes in Einklang zu bringen.

Doch bevor der schöne Plan zur Ausführung reifen konnte, kam der Zusammenbruch der Mittelmächte, die Revolution und der Kommunismus. Während der letzten Monate der Räteregierung wurden Direktor Dr. L. v. Lóczy sen. und Vizedirektor Dr. T. v. Szontagh in Pension versetzt. Weiters die Agrogeologische Sektion, ohne jede Vorbereitung, plötzlich aus der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt herausgehoben und unter dem Namen „Landesinstitut für Boden-

kunde“ vorläufig in einem Pavillon der ehemaligen Zentralversuchsanstalt für Weinbau und Kellerwirtschaft notdürftig untergebracht. Durch diesen Beschluss der Räteregierung wurde die Agrogeologische Sektion in zwei Teile geteilt. Zu dem herausgehobenen Teil wurden die Agro-Chefgeologen P. Treitz und I. Timkó, der Sektionsgeologe I. v. Maros und der Agrogeologe Dr. R. Ballenegger eingeteilt. Die Mitglieder der anderen Hälfte der Sektion, welche in der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt verblieb, namentlich die Agro-Chefgeologen H. Horusitzky und Dr. L. v. László führten hier, wie zuvor, agrogeologische Spezialaufnahmen durch.

Bald nach dem Entschlusse, dass die Agrogeologische Sektion aus der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt zu entfernen sei, wurde auf Anregung des Leiters der Sektion, T. v. Szontagh das Laboratorium der Sektion aufgelöst und dem montangeologischen Laboratorium der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt zugeteilt. Bei der Übersiedlung in das neue Heim blieb die Stelle des Chemikers unbesetzt und von dem ehemaligen Laboratorium konnten wir nur einen kleinen Bruchteil erhalten, es fehlte das notwendigste, das zur Einrichtung eines normalen agrogeologischen Laboratoriums unentbehrlich gewesen wäre. Zur Gründung und zum Ausbau eines neuen Laboratoriums waren weder Zeit und Verhältnisse, noch die zur Verfügung stehenden Mittel geeignet. Unter solchen Umständen war auf ein erfolgreiches Arbeiten gar keine Aussicht. Nach einem kurzen Bestand von zwei Jahren wurde auch das unzureichend untergebrachte und unausgerüstete Institut wieder mit dem zweiten Teile der Agrogeologischen Sektion, welcher in der Mutteranstalt verblieb, vereint. Die Leitung der nun vergrößerten Sektion übernahm im Jahre 1921 der Direktor der Geologischen Anstalt, T. von Szontagh.

Die Aufnahmsarbeiten der neu vereinten Agrogeologischen Sektion blieben verschieden. Einige Mitglieder arbeiten weiter als Geologen, führten geologische Aufnahmen durch und ergänzten diese mit Bodenbezeichnungen. Andere wieder führten reine Bodenaufnahmen aus.

Im Jahre 1923 übernahm Dr. M. v. Pálffy die Leitung der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt. Als Leiter auch der Agrogeologischen Sektion richtete er sein Bestreben danach, die Aufnahmen auf einheitliche Basis zu bringen. Um sich über die Meinungen der Fachleute zu orientieren, welche in ihrem eigenen Wirkungskreis mit Bodenkunde zu tun hatten, machte er eine Vorlage an das Ministerium, eine Konferenz abhalten zu dürfen, in welcher er alle Interessenten auffordern könnte, ihre Meinungen und Wünsche hinsichtlich der agrogeologischen, be-

ziehungsweise bodenkundlichen Aufnahmen zu äussern. Das Ministerium erteilte die Erlaubnis, so kam dann die Bodenkundliche Landeskonferenz im Jahre 1924 in Budapest zustande.

Bodenkundliche Landeskonferenz Budapest 1924.

Das Jahr 1924 bedeutet einen sehr wichtigen Zeitabschnitt in der Entwicklung der Arbeitsmethode der Agrogeologischen Sektion, weil der Direktor der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt in dem Bericht, welchen er nach den auf der Bodenkundlichen Landeskonferenz gesammelten Erfahrungen dem Ackerbauministerium einsandte, amtlich meldet, dass die agrogeologischen Karten den Anforderungen der Landwirtschaft nicht entsprechen können. Die meisten Forderungen der Forst- und Landwirtschaft werden durch die auf allgemeinnaturwissenschaftlicher Grundlage ausgeführten Bodenkarten erfüllt, in welchen die Zusammensetzung der Wildwässer, der Stand der Grundwässer, sowie auch die Wirkung des Klimas und der natürlichen Pflanzendecken auf den Boden zum Ausdruck gelangt. Es geschah bei dieser Gelegenheit zum ersten Mal, dass die Direktion der Geologischen Anstalt die Wichtigkeit und Notwendigkeit der Bodenaufnahmen auf naturwissenschaftlicher Grundlage anerkannte und als künftige Kartierungsmethode für die Agrogeologische Sektion annahm.

Für die Leitung einer geologischen Anstalt war diese Meldung von ausschlaggebender Bedeutung, denn sie bewies auch eine vollständige Meinungsänderung. Es wurde amtlich anerkannt: erstens, dass bei der Ausführung einer übersichtlichen Bodenkarte die Angabe des geologischen Alters des Untergrundes und des Grundgesteins nicht notwendig ist, weil die Eigenschaften der Bodenarten nicht durch das geologische Alter, sondern einzig und allein durch den petrographischen Charakter des Muttergesteins und des Grundgesteins bedingt werden. Zweitens, dass die übersichtliche geologische Karte eines Landes niemals die übersichtliche Bodenkarte des Landes ersetzen kann. Geologische Karten und Bodenkarten sind dem Wesen, dem Zweck und der Ausführung nach ganz verschiedene Karten, es ist unbedingt notwendig, dass diese zwei Kartenarten nebeneinander und getrennt aufgenommen und konstruiert werden.

Ich möchte noch in Kürze über den Verlauf der für die Zukunft der Agrogeologischen Sektion so wichtigen Konferenz berichten und die Beschlüsse kurz anführen.

Die Konferenz hatte zum Ziele, festzustellen, welche der zwei Kartierungsmethoden von den Mitgliedern der Agrogeologischen Sektion

zukünftig ausgeübt werden soll: die auf geologischer Grundlage stehende eigentliche agrogeologische Kartierungsmethode, oder die auf allgemein naturwissenschaftlicher Grundlage aufgebaute bodenkundliche Kartierungsmethode, mit Berücksichtigung der klimazonalen Verteilung der Bodentypen?

Die Konferenz wurde im Monate April 1924 abgehalten. Delegierte sandten: Die drei Landwirtschaftlichen Hochschulen von Magyaróvár, Keszthely und Debrecen, die Hochschule für Bergbau und Forstwirtschaft, die Fachschule für Gartenbau, die Pázmány-Universität Budapest, die Josef Technische Hochschule Budapest, die Landesversuchsstation für Pflanzenbau, die Landesversuchsstation für Weinbau und Kellerwirtschaft, die Chemische Landesversuchsstation, die Landwirtschaftlichen Kammern und das Meteorologische Institut.

Zusammen 18 Delegierte, 6 eingeladene Fachgenossen, insgesamt 45 Mitglieder. Die Konferenz dauerte zwei Tage. Vorträge hielten: I. v. Maros: Über die Technik der Bodenaufnahmen, Dr. G. v. László: Über die Bezeichnungsweise von speziellen Gebilden wie Torf, Alkaliboden, Wiesenkalk u. s. w., auf der Bodenkarte, I. Timkó: Die Bezeichnung der petrographischen Differenzen der Oberkrume, H. Horusitzky, als Vertreter der agrogeologischen Kartierungsmethode: Über die Geologie des Untergrundes. Was man im Untergrund zu bezeichnen hat, wie die verschiedenen Untergrundarten auf der Karte eingezeichnet sind. Endlich P. Treitz: Über das Wesen und den Nutzen der klimazonalen Übersichtsbodenkarten und über die speziellen Bodenaufnahmen, behufs monographischer Beschreibung der Hauptbodentypen des Landes. Ausser den Vorträgen publizierte noch die Direktion der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt die Brochure P. Treitz: Erklärung zur klimazonalen Übersichts-Bodenkarte von Ungarn.

Nach lebhaften Debatten und Diskussionen kam in den wichtigsten Fragen eine Übereinstimmung zustande. Ein detaillierter Bericht über den Verlauf der Konferenz ist im Direktionsbericht für 1924 enthalten, hier sei nur das Wichtigste angeführt.

Agrogeologische Aufnahmen sollen in der Zukunft mit Berücksichtigung der klimazonalen Einteilung der Böden erfolgen und zwar sollen:

- a) Übersichtsaufnahmen ausgeführt werden, auf genetischer und petrographischer Grundlage, im Massstabe 1:200.000.
- b) Spezielle Aufnahmen, gleichfalls auf genetischer und petrographischer (physikalischer) Grundlage, im Massstabe 1:25.000,

auf welchen alle Resultate jener im Bereiche der Naturwissenschaften ausgeführten Untersuchungen eingezeichnet sind, welche den landwirtschaftlichen Anforderungen dienlich sind. Also: Klimatologie, Bodenbiologie, landwirtschaftliche Botanik u. s. w.

c) Orts-Aufnahmen. D. h. sehr detaillierte, auf Katasterkarten ausgeführte Bodenaufnahmen, zum Zwecke des genauen Studiums einer Hauptbodenart. Orts-Aufnahmen sollen mit Zuhilfenahme aller bei Bodenuntersuchungen zur Verfügung stehenden Wissenszweigen ausgeführt, eine monographische Beschreibung der betreffenden Hauptbodenart ermöglichen.

Die Übersichtsaufnahmen, sowie die speziellen Aufnahmen bieten nur eine allgemeine Orientierung über die Verbreitung der einzelnen Bodenarten. Die Ortsaufnahmen hingegen bilden jene Art Bodenkarten, welche der Landwirtschaft direkt verwendbare Aufschlüsse und Anweisungen geben kann.

Ausgaben der Bodenkarten. Die Konferenz erachtet es für die dringendste Aufgabe die schon beendete Übersichts-Bodenkarte und die bis jetzt ausgeführten speziellen Aufnahmen zu publizieren.

Es wurde auch noch dem allgemeinen Verlangen Ausdruck gegeben, dass die herauszugebenden Karten von nun an einfacher zu konstruieren seien, damit sich auf der Karte auch die nicht Fachmänner orientieren können. Auch wurde für unbedingt notwendig erklärt, dass den Bodenkarten allgemein verständliche Erklärungen beigefügt werden, in welchen auch die chemische Zusammensetzung der beschriebenen Bodenarten enthalten ist, was (bisher schmerzlich vermisst wurde. Ausserdem sollen alle Daten der Untersuchungen auf dem Gebiete der Klimatologie, Hydrologie und Biologie u. s. w. in die Erläuterungen aufgenommen werden.

Untersuchungen im Laboratorium. Die Konferenz erachtet es für unumgänglich notwendig, dass das Laboratorium der Agrogeologischen Sektion wieder hergestellt werde, und die Resultate der Untersuchungen entweder in separaten Mitteilungen, oder nur in den den Bodenkarten beigefügten Erklärungen publiziert werden.

Der Unterricht der agrogeologischen Wissenschaft (Geologie und allgemeine Bodenkunde) soll auf den landwirtschaftlichen Hochschulen viel intensiver betrieben werden.

Absolvierte Forstwirte und Landwirte, welche in den Saatsdienst treten, sollen auf ein Jahr in die Kgl. Ung. Geologische Anstalt delegiert werden, um sich in der Bodenkunde und deren Hilfswissenschaften weiter ausbilden zu können.

Ausbildung der Agrogeologen. Die moderne Agrogeologie verlangt von den Mitgliedern der Agrogeologischen Sektion eine sehr grosse Vielseitigkeit. Früher wurde es für ausreichend angesehen, wenn der kartierende Agrogeologe in der Geologie und Petrographie ausgebildet war und einige landwirtschaftliche Kenntnisse besass, oder absolvierter Landwirt war, der dann nachträglich sich in der Geologie und seinen Zweigwissenschaften ausbildete. Die moderne Bodenkunde hingegen ist auf chemischer Grundlage aufgebaut, doch genügt die reine Chemie zum erfolgreichen Arbeiten in der Bodenkunde nicht mehr, es ist unbedingt notwendig, dass jeder, der sich in der Bodenkunde wissenschaftlich betätigen will, auch in den Hilfswissenschaften der Bodenkunde, wie: Klimatologie, Geologie, Petrographie, Pflanzenbau und Botanik sich zurechtfinden könne. Alle diese Zweigwissenschaften können im Verlauf der normalen Studien auf keiner Hochschule angeeignet werden. Da aber die Agrogeologische Sektion zukünftig nur in dem Falle den gestellten Anforderungen entsprechen kann, wenn die jungen, neu ernannten Mitglieder in allen notwendigen Nebenwissenschaften die nötigen Kenntnisse erworben haben, ist es unbedingt notwendig, dass ihnen in den ersten Jahren ihrer Dienstzeit zur Erwerbung der fehlenden Kenntnisse Zeit und Möglichkeit geboten werde.

Bericht über die Arbeiten der beiden Abteilungen der Agrogeologischen Sektion.

Mit der Zweiteilung der Agrogeologischen Sektion nahm das einheitliche Arbeiten der Mitglieder ein Ende. Auch nach der im Jahre 1921 vollführten Wiedervereinigung blieben die Verhältnisse, die Arbeitsweise betreffend, unverändert. Die Mitglieder führten reine agrogeologische, oder bodenkundliche Spezialaufnahmen durch. Agro-Chefgeologe H. H o r u s i t z k y arbeitete an rein agrogeologischen Spezialaufnahmen in den Komitaten Komárom und Győr, sowie in der Gemarkung von Budapest. Agrochefgeologe Dr. L. v. L á s z l ó in den Komitaten Pest-Pilis-Solt-Kiskun und Fehér. Sektionsgeologe I. v. M a r o s am südlichen Rande des Balaton-Sees. Agrochefgeologe I. T i m k ó führte bodenkundliche Aufnahmen am Nordrande des Grossen Ung. Tieflandes, von den Gebirgen C s e r h á t und M á t r a beginnend bis in das Sandgebiet zwischen der Donau und Tisza aus. Berichte über diese Aufnahmen finden sich im vorliegenden Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1919—1924.

Der enge Rahmen dieses Berichtes erlaubt es mir nicht, über meine eigenen Arbeiten ausführlich zu berichten, ich muss mich damit begnügen, die mannigfachen Arbeiten, welche ich selbst durchführte, oder welche unter meiner Leitung von Mitarbeitern ausgeführt wurden, nur den Namen nach kronologisch anzuführen. Ich hoffe aber immer noch, dass es mir vergönnt sein wird, einige Arbeiten, welche von ganz allgemeinem Interesse sind, noch publizieren zu können. In 1918 Bodenaufnahmen im Karstgebiet und im Waldgebiet von Montenegro. In 1919 Bodenaufnahmen in der nördlichen Umgebung von Budapest. In 1920—1922 lokale Bodenaufnahme im Gebiete der „Braunerde“ in der Umgebung von Pápa, auf dem Gute von Mezólak, behufs Untersuchung des Bodentyps „Braunerde“ im westlichen Teil der Braunerdenregion Ungarns. Mitarbeiter: k. ung. Chemiker E. Scherf. In 1920—1921 Untersuchung der Trace des geplanten Donau-Tisza Kanals. Es wurden der Trace entlang 180 Bohrungen zum Studium der Untergrundverhältnisse ausgeführt. Mitarbeiter waren k. ung. Chemiker E. Scherf und k. ung. Geologe Dr. I. Ferenczi. In 1921 Untersuchung der typischen Bodenprofile in den Haupt-Bodenregionen von Ungarn. Mitarbeiter waren die k. ung. Chemiker E. Scherf und J. Semán, Agrogeologe Zs. Pinkert. Die Untersuchungen wurden auf den Gütern der Landwirtschaftlichen Schulen: in Karcag, Nagyálló, Békéscsaba, Szt.-Imre und Csermajor durchgeführt. In 1922 begann ich die Demonstrationsversuche bezüglich der Melioration der Alkaliböden nach meinem Verfahren auf dem Gute der Landwirtschaftlichen Schule in Karcag, sowie auch die Orts-Bodenaufnahme dieses Gutes behufs Untersuchung des kalklosen Alkaliboden-Typs. Mitarbeiter waren bei der Orts-Aufnahme k. ung. Chemiker E. Scherf und Agrogeologe Zs. Pinkert. In den Jahren 1923 und 1924 die Fortsetzung dieser Untersuchungen. In 1924 spezielle Bodenaufnahmen in der Umgebung von Szarvas. Die Landwirte von Szarvas arbeiteten ein Verfahren zur Melioration der Alkaliböden aus und üben es seit 80 Jahren mit grossem Erfolg aus. Bei diesen Aufnahmen waren meine Mitarbeiter k. ung. Chemiker E. Scherf und Zs. Pinkert.

Grössere schriftliche Arbeiten waren: Wesen und Bereich der Agrogeologie (Compt. Rend. de la III.^{ème} Conférence Pédologique, Prague 1922). Verbreitung der Alkaliböden im Grossen Ungarischen Tiefland, Erläuterung zur gleichnamigen Karte. (Mémoires sur la Cartographie des sols. Comité internat. de Pédologie, V.^{ème} Commission de la IV. Conférence internationale de Pédologie, Rome, 1924). Die Bodenregionen im ge-

schichtlichen Ungarn, und die Stellung der Hauptbodentypen zur allgemeinen Bodenklassifikation (IV-^{ème} Commission² de la IV-^{ème} Conférence de Pédologie, Rome, 1924). Naturgeschichte der Alkaliböden. (Magyarisch, 311 Seiten mit 12 Bildern und zwei Karten.) Die Publikation der englischen Übersetzung dieser Monographie übernahm die V. internationale Kommission. Als das Werk schon fertig gedruckt war, kam das Verbot des k. ung. Ackerbauministeriums, so blieb die Übersetzung unpubliziert. Erklärung zur Übersichts-Bodenkarte von Ungarn (Magyarisch, Publikation der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt, Budapest, 1924. Mit einer Karte).

Als die Verhältnisse nach dem Kriege für jede Wissenschaftliche Arbeit am ungünstigsten waren, das Land abgesperrt, die Geldmittel knapp waren, da kamen unsere Freunde und Fachgenossen uns zu Hilfe, damit der Gang der Untersuchungen nicht unterbrochen werde. Ich erfülle eine angenehme Pflicht, indem ich den Herrn C. M a r b u t, Leiter des „Bureau of Soils“ in Washington U. S. A., dann den Herren Professoren A s o und W a k i m i t z u an der Kaiserlichen Universität in Tokio, Japan, für ihre Hilfeleistung, mit welcher sie die Fortsetzung unserer Bodenuntersuchungen in dem schwersten Abschnitt der Nachkriegszeit ermöglicht haben, auch an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche.

² Comm. pour la nomenclature et la classification des sols

DIE AGROGEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES ZWISCHEN DEN TÁPIÓ-, RÁKOS- UND GALGA-TÄLERN GELEGENEN HÜGELLANDES.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1920—1924.)

Von Imre Timkó.

Das im Sommer 1920 begangene und kartierte Gebiet ist ein Hügel-land, das die NO-Ecke des Komitates Pest und den SW-Winkel des Komitates Heves bildet und sanft gegen S, in die von Sandhügeln unterbrochene, sumpfige Ebene der Galga- und Zagyva-Flüsse hinabsteigt. Die Westhälfte des Gebietes umfasst den vom Cserhát-Gebirge S-wärts herabziehenden Lössrücken, die Osthälfte hingegen ist ein aus jungtertiären und pleistozänen Ablagerungen aufgebautes Gebiet, das sich den Südausläufern des Mátra-Gebirges anschliesst. Die beiden werden von einander durch die Depression getrennt, die in NO-licher Richtung verlaufend, das Bett der heutigen Zagyva bildet. Die Wässer des W-lichen Hügelbrückens werden durch den Emse-Bach, das Kartaler Tal, die Heréder- und Bér-Bäche mit dem des Galga-Flusses ähnlichem, NW—SO-lichem Verlauf in die Zagyva geführt. Der einzige ansehnlichere Wassersammler dieses Abschnittes des am Fusse des Mátra-Gebirges gelegenen Hügellandes ist der von Ecséd gegen Hort ziehende Ágóer-Bach.

Den besten Einblick in den geologischen Bau des Gebietes zu Füßen der Mátra gewähren die beim Alluvium der Zagyva endigenden Steilufer dieses Hügellandes, in jenen des Gebietes zu Füßen des Cserhát aber die zahlreichen am Lössrücken gebohrten Brunnen. In neuester Zeit nahm in diesem Gebiet die Forschung nach Kohle einen grösseren Aufschwung und die hiermit verbundenen Schürfungsarbeiten werden vieles zur Erkenntnis des geologischen Baues dieser Gegend beitragen.

Wenn man am Ostrand des von Hatvan N-lich gelegenen Strázsahegy (177 m), in der Ziegelfabrik die abgegrabenen Wände des Berges untersucht, findet man unter der ca. 50 cm mächtigen, braunen Boden-decke, in dem das Pleistozän repräsentierenden Komplex des Lösses die typischen und auch die veränderten Abarten desselben vor. Unter diesen folgt in etwas grösserer Mächtigkeit eine pontische

Serie aus vorherrschenden Mergel- und Tonschichten, zwischen die dünnere, fest zusammenhaltende, bläuliche, schlammige Sand- und Sandsteinschichten eingeschaltet sind. Die blaue Tonschicht ist bereits bei 15—20 m anzutreffen, zusammenhängend ist sie aber erst von 40 m angefangen ausgebildet und schliesst in den noch tieferen Horizonten Lignitflöze in sich, wie dies aus den Bohrungen der Gegend ersichtlich ist. Die pontischen Schichten keilen sich in der Gemarkung der Ortschaft Lőrinci N- und NO-wärts bei den Pyroxenandesitkuppen des Südendes vom Mátrahegy aus.

Der geologische Bau des Hügellandes zu Füßen des Cserhát lässt sich am besten längs des Abschnittes der Staatsbahnen zwischen Aszód und Hatvan studieren. Die pontische Schichtengruppe ist besonders in den Ziegeleien von Aszód und in den tief eingeschnittenen Tälern der von dort nordwärts, gegen Verseg ziehenden Höhen zu beobachten. Das Material des SO-wärts sanft abfallenden Galga—Zagyva-Winkels lässt sich nur mehr in den Bohrproben der zahlreichen artesischen Brunnen dieser Gegend (Tura, Boldog, Hatvan etc.) untersuchen. An der Oberfläche meldet sich im ganzen bloss das oberste Glied dieser pontischen Bildungen, in der Gestalt eines eisenschüssigen Schotters unter der pleistozänen Schichtengruppe am Fuss der steil endigenden Hügel bei Galgahévíz und Hévízgyörk. Im Tal der Zagyva kann die Forschung auf Lignit auch in diesem Abschnitt Erfolge bringen.

Die pontischen Ablagerungen werden in ansehnlicher Mächtigkeit von pleistozänen Bildungen überlagert. Diese besitzen ihrer grösseren Oberflächenausdehnung zufolge auch vom Gesichtspunkt der Landwirtschaft eine grosse Bedeutung. Löss und Sand treten im Pleistozän vorherrschend auf, neben denen untergeordnet auch ein roter Ton mit Kalkkonkretionen anzutreffen ist. Die maximale Mächtigkeit des Lösses ist 15 m. Er ist nicht einheitlich ausgebildet, sondern es ist bereits im 3 m-Profil zwischen zwei typischen Lösslagen eine rote, tonige Schicht zu beobachten.

Bei der Ausarbeitung der übersichtlichen Bodenkarte Ungarns konnten wir diese Erscheinung an zahlreichen Stellen des Grossen und Kleinen Alföld (Tiefebene), sowie Transdanubiens nicht selten, besonders in höheren Lösswänden in wiederholter Ausbildung beobachten. Auch in den Lössaufschlüssen der das Gebiet zwischen Donau und Tisza umsäumenden und den Nordrand des Grossen Alföld bildenden Hügel ist überall der rote Ton als Zwischenlage im Löss anzutreffen, so auch im Hügelland zu Füßen der Cserhát- und Mátra-Gebirge. Aus dieser

Erscheinung kann man zwischen zwei Lössperioden mit trockenem Klima auf eine feuchtere Periode schliessen, wo der Wald energisch auf das Gebiet der Steppe transgredierte. In der Gliederung der pleistozänen Ablagerungen ist dies keine seltene Erscheinung. Ausser Ungarn sind diese roten Tone auch in den Steppen Rumäniens und Südrusslands anzutreffen. Sie wurden aus Podolien durch Laskariw eingehend beschrieben. Beim Studium der Böden des siebenbürgischen „Mezőség“ gelang es mir das neueste Vordringen des Waldes im Kolozsvärer Profil des Pleistozäns nachzuweisen.

Ausser dieser roten Abart des Lösses kommen in der Gegend von Hatvan auch graulich-bläuliche, tonig-schlammige Varietäten desselben vor, die unter den gegebenen Umständen durch Hydratisationsvorgänge aus dem Löss gebildet wurden. Von Aszód nahezu bis Szerencs sind längs der Linie der Staatsbahnen in den Einschnitten an zahlreichen Stellen (in der Nähe der Stationen Aszód, Hévíz, Tura, Hort, Vámosgyörk, Füzesabony, Taktaharkány) Lössaufschlüsse von der erwähnten Zusammensetzung sichtbar.

In geringerer Ausdehnung meldet sich stellenweise ein roter Ton mit Kalkkonkretionen an der Grenze der pontischen und pleistozänen Schichtengruppen. Dieser rote Ton ist jedoch plastischer und kann mit der roten, tonigen Abart des Lösses nicht identifiziert werden (Nagykartal).

Zwischen Hatvan und Hort kommt bis zum Tal des Baches von Ágó als jüngste Bildung des Pleistozäns ein Sand vor, dessen Hügelreihen in NW—SO-licher Richtung verlaufen.

Holozäne Ablagerungen sind längs der Zagyva, ferner in den einzelnen Bachtälern anzutreffen, sie erfreuen sich gegen S längs des auf das Komitat Szolnok entfallenden, unteren Abschnittes der Zagyva einer weiten Verbreitung, wobei sich Wiesenböden mit Flugsand abwechseln. Hier bedecken auch sumpfige Gebiete und Szik- (Alkaliboden-) Flächen ein grösseres Areal.

Vom bodenkundlichen Gesichtspunkt konnte ich in Hatvan und Umgebung folgendes beobachten. Der vorherrschende Bodentyp des sanft welligen Gebietes zu Füssen der Cserhát- und Mátra-Gebirge ist der kastanienbraune Steppenboden. Es kommen tonig-lehmige, sandig-lehmige und sandige Varianten dieses Typus vor. Am weitesten ist der Lehm verbreitet. Längs der von Hatvan nach Budapest führenden Landstrasse erstreckt er sich in einheitlicher Ausbildung über weite Strecken. Sein A-Horizont ist 50 cm mächtig, sein

B-Horizont reicht bis zur Tiefe von 80 cm und darunter folgt der typische Löss als Grundgestein (C-Horizont).

Da dieser Boden vom landwirtschaftlichen Gesichtspunkt besonders wichtig ist, teile ich im folgenden die Daten seiner Mechanischen Zusammensetzung mit:

Durchmesser der Körner in mm.			
2.0—0.2	0.2—0.02	0.02—0.002	0.002
Grobsand	Feinsand	Schluff	Rohton
36.3%	31.1%	22.0%	11.8%

Einem aus Löss entstandenen Ackerboden entsprechend, ist in demselben der Grob- und Feinsand vorherrschend. Die Grenzen seiner Plastizität sind 26.3—16.7. Seine Plastizitätszahl ist 9.6, also für diesen Typ des Steppenlehmbodens ziemlich bezeichnend. In der Gruppe der Steppenböden kommt im Lössgebiet der Umgebung von Hatvan neben dem typischen Lehm mit krümmeliger Struktur auch ein toniger Lehm besonders an den Lehnen der Hügel vor. Hier gestalten nämlich die von den Rücken herabziehenden Wässer den Boden dichter, an tonigem Anteil reicher. Die Horizonte A und B erreichen bei diesen Böden zusammen eine Mächtigkeit von 1 m und überschreiten diese sogar in den meisten Fällen. Diese Bodenart ist schon schwieriger zu bearbeiten, d. h. ihre Festigkeit und Plastizität ist grösser.

Östlich von Hatvan bis zum Bach von Ágó ist an den SO-Hängen des Hügels vom Strázsahegy und von der Nagygombospuszta ein grösseres Sandgebiet anzutreffen. Der Sand ist braun und bedeckt den Löss in dünneren-dickeren Schichten in der Form einer Hülle. Es ist ein ehemaliger Flugsand, der schon vor längerer Zeit durch die Wein- und Obstkulturen gebunden wurde und dem Klima der Gegend entsprechend sich in einen Steppenboden verwandelte. Dies lässt sich aus dem Profil des Bodens feststellen. Die zu den Batthyány'schen, Österreicher'schen und Spitzer'schen Besitztümern gehörigen Felder an beiden Seiten der Landstrasse von Hort, sowie im Gebiet zwischen den Eisenbahnlinien von Miskolc und dem Jászság haben einen sandigen Steppenboden. An den Berührungsgrenzen des Lehms und Sandes sind sandige Lehm Bodenarten anzutreffen.

Als intrazonaler Bodentyp meldet sich besonders im Alluvium der Zagyva, doch untergeordnet auch in den erwähnten Bachtälern als Folge der zeitweisen Überschwemmungen, sowie auch der hier und da heraufbrechenden Grundwässer der Wiesenboden, dessen Verbreitung zwischen dem unteren Abschnitt der Galga und dem Jászságer Teil

des Zagyva-Flusses grössere Dimensionen erreicht. Die auf mein dies-jähriges Aufnahmegebiet entfallenden Wiesenböden entstanden durch die Umwandlung des sandigen, schlammigen Geschiebes der Zagyva und der in dieselbe mündenden Bäche, typischer ausgebildet erscheinen sie nur im Jászság. Ihr humöser Horizont ist nicht tief, und in vielen Fällen sehr sandig. Es kommen je nach dem Verhältnis des in demselben angehäuften Humus gelblichbraune, braune und schwarze Abarten desselben vor.

Gleichfalls in der Umgebung von Hatvan, besonders in den S-lich von der Ortschaft gelegenen Gebieten tritt auch der zweite intrazonale Steppen-Bodentyp unseres Grossen Alföld, zwar nur in einzelnen Inseln, aber doch als Beweis dafür auf, dass wir uns an der Grenze der trockensten Klimaregion unseres Landes befinden.

Es ist dies der Typ der Szik- (Alkali-) Böden. Diese treten zuerst in dem bei der Nagytelek-Puszta sich verbreiternden Teil des Kartaler Tales in kleineren Flecken auf, um dann gegen S immer dichter und in immer grösserer Ausdehnung zu erscheinen. Sie sind sog. krustige Szikböden mit Prismenstruktur.

Was nun den landwirtschaftlichen Wert der in der Umgebung von Hatvan untersuchten Böden anbelangt, so ist nach den Resultaten der im Felde und im Laboratorium durchgeführten Untersuchungen zweifelsohne der kastanienbraune Steppenlehm der wertvollste. Dieser Bodentyp ist sowohl infolge seiner physikalischen Eigenschaften, wie auch seiner chemischen Beschaffenheit zur Kultur jeder Art der landwirtschaftlichen Pflanzen geeignet. Von den industriellen Pflanzen lassen sich Zuckerrüben, Tabak, Hirse etc. ebenfalls vorzüglich kultivieren. Ein Nachteil liegt in der — unter den normalen Witterungsverhältnissen unseres Alföld — zu grossen Trockenheit dieses Bodens, wodurch der gute Ertrag der kultivierten Pflanzen gefährdet wird. Deshalb kann man für diese Böden die in Gegenden mit trockenem Klima gut bewährten Methoden der Bodenbearbeitung nicht eindringlich genug empfehlen. Zur Melioration der in kleinen Flecken auftretenden Szikböden genügt hier manchmal die Entwässerung der Depressionen durch Gräben und die gründlich durchgeführte Beimengung von Gips, Kalk oder versuchsweise von Schlacke, welche letztere sich in der Gegend von Püspökladány gut bewährte. Zur Weinkultur geeignete Böden sind N-lich von Hatvan, auf dem Gebiet zu Füssen der Mátra, das beim Alluvium der Zagyva in steilen Hügelhängen endigt, sowie auch in dem O-lich von Hatvan erwähnten Sandgebiet anzutreffen. Das erstere hügelige Gebiet besitzt einen gebundenen, roten Tonboden, dessen Untergrund von kalkigen jungtertiären Sedi-

menten gebildet wird. Das Sandgebiet ist nicht immun, da in seinem Untergrund oft bereits in einer Tiefe von 40—50 cm Löss vorhanden ist. Für gewisse spezielle Pflanzenkulturen sind die an der Grenze von Sand und Löss zur Ausbildung gelangten sandigen Lehme geeignet. Diese Gebiete liefern uns seit langen Zeiten guten Gartentabak und edle Melonen.

Unsere Wiesenböden eignen sich am besten zur Anlage von Gemüsegärten, Wiesen und Weiden. Sie sind reicher an pflanzlichen Nährstoffen, wie die ähnlichen Böden des Donau-Tales, weil ihre mineralogischen Bestandteile durch die Zagyva und die in dieselbe mündenden Bäche aus dem verwitterten Basalt und Andesit der Cserhát- und Mátra-Gebirge herbeigeschafft wurden. Das ganze Profil dieses Bodens ist kalkarm.

Im Sommer 1921 kartierte ich die S-liche Hälfte der NO-Sektion und die ganze SO-Sektion des Blattes Z. 15, Kol. XXI. Das Gebiet umfasst die Gemarkungen der Ortschaften Hatvan, Hort, Csány im Komitat Heves; Tura, Boldog, Zsámbok, Tóalmás und Szentlőrincáta im Komitat Pest und schliesslich Jászfényszaru, Pusztamonostor und Jászfelsőszentgyörgy im Komitat Jásznagykunszolnok. Es ist im allgemeinen eine Ebene, die sich vom S dem Hügelland der Mátra anschliesst. Das ausgedehnte Alluvium der Zagyva und der Galga wird durch Sandhügel umsäumt, die auch innerhalb des Inundationsgebietes weit verbreitet sind und das aus Depressionen mit Szikboden, eingetrockneten salzigen Teichen und sumpfigen Wiesen zusammengewürfelte Gebiet noch abwechslungsreicher gestalten. Das allgemeine Streichen der Sandhügel-Züge ist von NO gegen SW gerichtet. Barkhane, Sandhaufen, Windfurchen und die abwechslungsreichsten Formen des Flugsandes sind hier, wenn auch nicht in typischer Ausbildung, aber doch mit leicht rekonstruierbaren Umrissen anzutreffen. Ein höheres Niveau repräsentieren die südwärts hier endigenden äussersten Ausläufer der von den Mátra- und Cserhát-Gebirgen herziehenden Lössrücken.

Vom bodenkundlichen Gesichtspunkt herrscht im S-lichen Teil der Umgebung von Hatvan und Hort der kastanienbraune Lehm vor, der in den höheren Partien, sowie auch längs des alluvialen Randes als sandiger Lehm ausgebildet ist. Sein Akkumulationshorizont (B) ist samt dem Auslaugungshorizont (A) im Durchschnitt 50 cm mächtig. Bei der tonigen Varietät des Lehms kann die Mächtigkeit dieser beiden Horizonte zusammen 100 cm übersteigen. Der C-Horizont ist Löss. Dieser Bodentyp und seine erwähnten

Variationen bilden in der Gemarkung der Ortschaft den Görbe-dülő genannten Abschnitt, dann das Gebiet zwischen den Budapester und Jászságer Eisenbahnlilien, sowie auch die Kiskut- und Jut—Kaszonhalma-dülő genannten Gebiete bei der Ortschaft Csány. Diese bilden auch die Feketefeld- und Malom-dülő genannten Teile am rechten Zagyvaufer bei der Ortschaft Boldog, dann die Umgebung des Nagy- und Kerekhalom bei Zsámbok, ferner die Hosszu- und Uszontúli-Komplexe, den O-lichen Teil des Kisszékes-dülő, in der Gemarkung von Tóalmás die Nagy- und Kisfényszarusi-, Turai uti-, Rétrejárom- und Kismező-dülő genannten Felder und schliesslich in der Gemarkung der Ortschaft Pusztamonostor den Utlapos-, Kis- und Nagyberényjárom- und Kerekudvarpuszta-dülő.

Der Sand bedeckt als gebundener und Flugsand grössere Gebiete. Gebundener Sand mit Sand und sandigem Löss als Untergrund bedeckt das wellige Gelände zwischen Csány und Hatvan, dessen Zentrum die Sashalom-Puszta bildet. Flugsandgebiete sind in der Gemarkung von Tura die Magyarkut-lapos-, bei Tóalmás die Páskom- und Várhegy-dülő, bei Jászfelsőszentgyörgy der Halász-szőlő-, bei Szentlőrinc-káta die Ujhegy-szőlő genannten Komplexe und schliesslich bei Jászfényszaru der S-liche und O-liche Rand des Sósmocsár (Salzsumpf). Inselartig, in schmalen Hügeln tritt der Flugsand am Csunya-part und Kókutlapos bei Tura, in Homokerdő-, Csonthalom-, Kenderhalom-dülő bei Jászfényszaru und am Ficsorhalom bei Monostor auf.

Die Bodenarten der alluvialen Gebiete sind: Wiesenton, sandiger Ton, toniger Sand, gebundener Sand, Szikton, sandiger Szikton und schliesslich die schlammigen Böden der torfigen, sumpfigen Wiesen. Am weitesten sind von diesen der Wiesenschlamm und Ton, sowie auch der gebundene Sand verbreitet, die besonders in der Umgebung von Boldog, Tura und Jászfényszaru ansehnliche Gebiete bedecken. Szikböden sind bei Jászfényszaru, Monostor und Szentlőrinc-káta in grösserer Ausdehnung anzutreffen.

Die landwirtschaftliche Ausnutzung der alluvialen Gebiete ist die denkbar extensivste. Der Zagyva-Fluss ist nämlich nur im Gebiet des Komitates Pest reguliert. Bei Überschwemmungen am zeitlichen oder späteren Frühjahr gerät somit S-lich von Boldog der grösste Teil der Gemarkungen von Jászfényszaru, Pusztamonostor, Szentlőrinc-káta und Jászfelsőszentgyörgy unter Wasser, wodurch sogar die Kommunikation zwischen diesen Ortschaften unmöglich wird. Diese zeitweise vom Wasser bedeckten, flachen Gebiete und sumpfigen Niederungen liefern nur saure Riedengräser, die nur ein

minderwertiges Heu geben. Diese Überschwemmungen erfüllen auch die verszikten Depressionen und Niederungen mit Wasser, das dann im Sommer verdunstend, die Ansammlung des Sziksalzes (Soda) noch fördert.

Sehr wünschenswert wäre demnach die Regulierung des unteren Zagyva-Abschnittes und zugleich der Binnenwässer des ausgedehnten alluvialen Landstriches längs der Zagyva durch die Organisierung einer Gesellschaft zur Entwässerung, Binnengewässerregelung und Wasserverwertung. Solange die Ortschaften nicht in eine derartige Interessengemeinschaft zusammentreten, kann hier von einer Steigerung der Produktion keine Rede sein.

Das in 1922 begangene Gebiet umfasst die ganze Umgebung der Ortschaften Alsónémedi und Ócsa, sowie einen Teil der Gemarkungen der Gemeinden Dunaharaszti, Taksony, Bugyi, Sári, Kakucs, Üllő, Vecsés und Soroksár und der zu diesen gehörigen Puszten. Es ist dies der Westrand des zwischen Donau und Tisza gelegenen Sandgebietes, das durch NW—SO-lich verlaufende Flugsandhügel und zwischen diesen tief ausgewehrte Windfurchen charakterisiert ist. Hierher gehört auch eine tiefere Depression, die S-lich von Alsónémedi und Ócsa ausgehend, in breiter Zone zwischen dem Maglóder Rücken und dem aufgefällten Ufer des Soroksärer Donauarmes dahinzieht und sumpfige, stellenweise verszikte Niederungen und Wiesen umfasst.

Die älteste Bildung dieses Gebietes ist der Schotterfleck, der NW-lich von Alsónémedi, im Kenderes- und Borjujárás-dülő vorkommt und sich als mit jenem von Szentlőrinc identifizierbarer *Mastodon*-Schotter erwies. Wahrscheinlich setzt sich der hier an die Oberfläche tretende Schotter unter der dicken Flugsand- und gebundenen Sanddecke weiter gegen O und NO fort. Hier und da wird er auch durch sumpfige Wiesensedimente bedeckt. In den Brunnen wurde der Schotter vielerorts, so z. B. im Gyálpusztáer dülő, sowie auch in der Umgebung von Vecsés und Üllő angetroffen.

Der vorherrschende Bodentyp dieser Gegend ist der Sand, der dreiviertel des Gebietes bedeckt, u. zw. als Flugsand, gebundener Sand, Wiesensand und Sziksand nebst Variationen.

Flugsand bedeckt fast vollkommen die Soroksärer Hutweiden, Äcker, Maulbeer- und Weingärten, den von Haraszti S-lich gelegenen Hummel-, Sand- und Drei-Hotter-Berg, bei Alsónémedi die Kisszóllók, Rövid belső dülő, Kőhalmi dülő und Korcsmahegy genannten Felder, N-lich von der Gemeinde Ócsa die Gyáler Weingärten, Gyáler Ujszólló, Bajuszhegy, O-lich von Ócsa die Pakonyi erdő-, Köveshegy-, Székcsi-

major-, Ujerdő, S-lich von Ócsa die Aranyhegy-, Öreghegy- und Ócsai szőlő genannten Komplexe, N-lich von Bugyi die Urasági- und Ráckerti-dülő genannten Gebiete, den Ebfujhegy und Vaszmárhegy, zwischen Alsó- und Felsővány-Puszta, N-lich von Inárcs den Szilfásdülő, Felsőjárás und Kanászlapos, S-lich von Üllő die Tornyos Lób-, Kovács-Lób-, Steinbach Lób-Puszta und Szélpuszta, S-lich von Vecsés die Umgebung von Halomegyház, Pörösdülő und Felsőpakony-Puszta.

Der gebundene Sand bedeckt auf dem einstigen Flugsand grössere Gebiete, besonders dort, wo blühende Wein-, Obst- und Küchengärten kultiviert werden, d. h. die einstigen minderwertigen Schafweiden parzelliert wurden. Zwischen den Ortschaften Haraszi, Soroksár, Némedi sind die ausgedehntesten zusammenhängenden gebundenen Sandgebiete im Rózsakuti dülő, Ürge-Tal, Középtábla-, Birka-, Borju-járás, Kenderes-, Lucernás-, Cenkhegy- und Libamező-dülő, N-lich von Ócsa im Apalaga-, Bokroshegy- und Csürkert-dülő, zwischen der Alsó- und Felsőpakony-Puszta im Pusztatemplom-dülő, S-lich von Üllő auf der Határhalom- und Halomegyház-Puszta und schliesslich S-lich von Vecsés im Kisgyál- und Fácánkert alatti dülő anzutreffen.

Schwarzer Wiesensand und toniger Sand sind auf der zu Haraszi gehörigen Ochsen-Wiese, am Gestüt-Stand, auf den zu Alsónémedi gehörigen Wiesen-Äckern, am Marhajárás und Középdülő, ferner auf dem Libamező-, Rövid belsődülő, am Szélesföld, Község Nagyréte und Aporkai Kisvány dülő (inselartig), in der Gemarkung von Bugyi im Templom-dülő und S-lich von der Felsőrada-Puszta am Pusztatemplom-dülő, in der Gemarkung von Ócsa im NW-lichen Teil des Öregturjány, im Kalikalja-, Szénégető-, Bikásrét-, Nyárás-, Nagyerdő-, Körtefás- und Omer-dülő, in der Gemarkung von Soroksár im Kassani Bründl-dülő, bei Vecsés in der Umgebung von Pusztagyál (inselartig) und schliesslich in der Gemarkung von Üllő zwischen dem Határhalom-dülő und der Tornyos Lób-Puszta anzutreffen u. zw. an den zuletzt genannten Stellen inselartig, in den Vertiefungen zwischen den Hügeln, ganz ähnlich, wie in der SW-Ecke meines Kartenblattes, im Homokdülő neben der Varsány-Puszta.

Diese in den Niederungen vorkommenden Wiesentonarten sind hier und da im Versziken begriffen. Heute meldet sich der Szikboden noch in kleineren Flecken, doch ist seine grössere Verbreitung voraus zu sehen, besonders in den ausgedehnteren, zusammenhängenden Wiesengebieten, wo die gegenwärtigen schwarzen Wiesenböden allmählich ausgebleicht werden, um nach und nach gänzlich vom Szik

verdrängt zu werden. Dies ist ein gewöhnlicher Umwandlungsprozess des Bodens zwischen Donau und Tisza, wo das Grundwasser der Sandhügel in die Niederungen und Windfurchen zusammensickernd, dieselben versumpft (Turján), wobei zuerst torfige, dann Wiesengebiete mit sauerem, humösem, schwerem Boden entstehen, die dann schliesslich nach dem Versickern der Wässer in Szikböden verwandelt werden. In meinem Gebiet kommen auch zwei grössere Teiche mit alkalischem Wasser vor u. zw. der Székestó bei Ócsa und der Turján von Varsány, welch' letzterer von der torfigen Wiese des Karmeliter-Sumpfes umgeben wird.

Grössere sumpfige, torfige Gebiete sind auch noch N-lich vom Karmeliter-Sumpf, längs der Taksonyer Strasse zwischen den Flugsandhügeln des Sandberg und Korhányhegy, in der SO-Hälfte des Ócsaer Öreg Turján, N-lich von Bugyi bei der Alsóbabád-Pusztá und zwischen der von Ócsa SO-lich gelegenen Madentia-Pusztá und der Inárcs-Csárda, auf dem Gebiet des Vöröser- und Rókásmocsár, dann NO-lich von der erwähnten Ortschaft, in der ganzen Länge des Bugyina-Teiches und des Nagylapos anzutreffen. Am N-Rand meines Kartenblattes stellt noch der in der Gemarkung von Soroksár gelegene Wolfs-Morast ein torfiges Gebiet dar.

Die Kulturböden meines Gebietes gehören ebenso, wie auch jene des Gebietes zwischen Donau und Tisza zu den noch nicht völlig zur Ausbildung gelangten azonalen Bodentypen. Im Flugsand können sich nämlich die für die vollendeten Böden charakteristischen drei Horizonte — in Ermanglung der ungestörten Wirkung der ausgestaltenden Faktoren — nicht ausbilden. Der gebundene Sand stellt bereits einen Übergang zwischen den azonalen und zonalen (vollständig ausgebildeten) Böden dar, es ist jedoch eine längere Zeit dazu erforderlich, den umgestaltenden Faktoren die Ausbildung des dem betreffenden Klima entsprechenden zonalen Bodentyps zu ermöglichen. Die gebundenen Sande meines Gebietes werden sich mit der Zeit in sandige (sandig tonige) Steppenböden verwandeln.

Die Wiesen- und Szik-Böden stellen innerhalb der Steppenzone eingeschaltete intrazonale Bodentypen dar, von denen die ersteren durch den sauren Humus-, die letzteren durch den Na_2CO_3 -Gehalt gekennzeichnet sind. Die B und C-Horizonte der Wiesenböden sind sehr kalkig, der letztere enthält mitunter Konkretionen (Atka), oder einen Schlamm vom Charakter der lakustren Kreide. Die Szikböden haben hier bezeichnender Weise keine Sturktur, sie lassen sich dementsprechend auch durch Auslaugung leicht verbessern. Die torfi-

gen Gebiete (Flachmoore) sind industriell nicht ausgebeutet, ihre minderwärtigen sauren Gräser liefern der Landwirtschaft nur schwache Erträge.

Im Sommer 1923 setzte ich meine Aufnahme vom O an mein vorjähriges Arbeitsgebiet anschliessend, auf der NW-Sektion des Kartenblattes Zone 16, Kolonne XXI fort. Das begangene Gebiet entfällt auf den N-lichen Teil des Komtiates Pest und umfasst die Umgebung der Ortschaften Maglód, Üllő, Gyömrő, Mende, Péteri und Uri. Am Aufbau desselben beteiligen sich tertiäre, pleistozäne und holozäne Bildungen. Jungtertiäre Sedimente bilden die Basis des Rückens, der N-lich und NO-lich von der die Ortschaften Ecsér, Maglód und Péteri verbindenden Linie dahinzieht und durch die Täler der Rákos- und Tápió-Bäche, sowie deren Nebentäler gegliedert wird. Einen guten Einblick in den Bau des unter dem Namen Maglóder Rücken bekannten Hügellandes gestatten die tief eingeschnittenen Täler, in deren Ufern eine ganze Serie der pliozänen Schichten aufgeschlossen ist, aus der hier und da ein Glied fehlt.

Den tiefsten Horizont bezeichnet eine ziemlich mächtige, zähe blaue Tonschichtengruppe, die jedoch nur in den tieferen Bohrungen der einzelnen Ortschaften und Puszten aufgeschlossen wurde.

Auf diese lagern sich abwechselnd Sand- und Sandsteinschichten. Die letzteren sind meist nicht mächtig (30—150 cm), grau bis hell gelblich gefärbt, grobkörnig und locker. Der zwischengelagerte Sand ist ein glimmeriger, gröberer Quarzsand, der hier und da von dünneren (10—30 cm) bläulichen Tonbändern unterbrochen wird. Die jüngsten Glieder der jungtertiären Schichtenserie sind gelber, an Eisenocker reicher Sand, hellgelber, lössartiger, feiner Sand und schliesslich roter Ton mit Kalkkonkretionen. Die beiden letzteren bilden bereits einen Übergang zu den pleistozänen Schichten. In der Ortschaft Üllő ist das jüngste Glied der tertiären Schichtenserie ein Schotter mit Eisenocker, der in dem im Zentrum der Ortschaft gebohrten Brunnen in ansehnlicher Mächtigkeit (30—120 m) angetroffen wurde. Dieser Schotter stellt hier das östliche Vorkommen des Szentlőrincer pliozänen Schotters dar. In der horizontalen Lagerung der jungtertiären Schichten lassen sich hier und da kleinere Verwerfungen beobachten.

Die pleistozänen Bildungen werden durch Löss und Sand repräsentiert. Am typischsten ist der Löss auf dem zu den Ortschaften Uri und Mende gehörigen Rücken ausgebildet, wo 30 m hohe Lösswände keine Seltenheit sind. In der Umgebung von Pécel und

Maglód versandet der Löss und geht SO-lich von der zuletzt genannten Ortschaft in Sand über. Im Zentrum des Sandgebietes liegt die Ortschaft Gyömrő. Der Sand ist stellenweise ganz feinkörnig, hellgelb, hier und da lössartig, zwischen Gyömrő und Maglód gröber körnig, etwas rötlich. SO-lich von Gyömrő, im Gebiet der Öregszőlők (alte Weingärten) ist Flugsand in grosser Ausdehnung anzutreffen, der insel förmig, als holozäne Bildung auch in der Umgebung von Petri und Üllő vorhanden ist. Eine gleichfalls ganz junge holozäne Bildung ist auch das zwischen Péteri, Üllő und Maglód in einer Höhe von 125—150 m ü. d. M. gelegene, grössere Sandgebiet, das von sumpfigen Niederungen unterbrochen wird.

Die Ausbildung des Kulturbodens ist ziemlich abwechslungsreich. Es konnte sich kein einheitlicher Bodentyp ausbilden, da die bodenbildenden Faktoren nicht ungestört wirken konnten.

Es sind nur azonale und Übergangs-Böden von verschiedener petrographischer Ausbildung anzutreffen. Flugsand bedeckt die Ujszőlők (neue Weingärten) von Üllő, die Töves- und Uj-Weingärten von Péteri, gebundener Sand den grössten Teil des Gebietes längs der Eisenbahnlinie von Üllő und S-lich von der Eisenbahnlinie von Maglód. An den tiefsten Stellen sind sumpfige Bildungen in der Gestalt von torfigem Ton, Wiesenton, sandigem Ton und Sand anzutreffen. Der Untergrund ist in der Regel gelblicher, grauweisser, schlammiger Sand.

Der Bodentyp des pleistozänen Sandgebietes ist der tonige Sand, der stellenweise, besonders an den alluvialen Rändern ein lockeres Gefüge besitzt. Dies ist bereits ein normal ausgebildeter Bodentyp, da unter der oberen Bodendecke — dem ausgelaugten Horizont (A) des Bodenprofils — ein Akkumulationshorizont mit Eisenocker (B) vorhanden ist, unter dem das kalkige Muttergestein folgt. Das ganze Profil zeigt den Charakter des braunen Waldbodens, der hier und da infolge der Verkalkung des B-Horizonts einen Übergang zu den Steppenböden bildet. Die seit längsten Zeiten landwirtschaftlich bearbeiteten Teile des Hügellandes, namentlich die S- und O-Hänge sind hinsichtlich dieser Umwandlung am meisten vorgeschritten.

Das Lössgebiet, das im Pleistozän das typischste Steppengebiet war, wurde infolge von Änderungen des Klimas später von Wäldern bedeckt, deren Wirkung sich in der Ausbildung der Akkumulationshorizonte offenbart, so dass auch hier vorherrschend der braune Waldboden-Typ zur Ausbildung gelangte, der sich nur in neueren Zeiten, infolge der rapiden Ausrodung der Wälder dem Steppentyp nähert. Die charakte-

ristischsten Steppenböden sind in der Gemarkung von Uri die Papdülő, Urasági táblák und Ebhátdülő, in der Umgebung von Mende die Zellerhegy und Szirmairész-dülő genannten Gebiete. Typischer Löss mit Lehm als Oberboden lässt sich in der Steppenzone weiter gegen NO und SW bis zur Umgebung der Ortschaften Süly, resp. Gomba verfolgen. Auf den steilen Hängen der Lössrücken — besonders den N-lichen und W-lichen — ist der Humusgehalt der A- und B-Horizonte stark vermindert, zum Teil als Folge der Abschwemmung, doch auch deshalb, weil hier die herrschenden Winde den gelösten Kalkgehalt des Untergrundes an die Oberfläche befördern. Die Oberfläche der Lössrücken erscheint im frisch gepflegten Zustand fleckig, weil der Lehmboden der gelb verfärbten, kalkigen Uferflanken sich mit den (kastanien- oder schokolade-) braunen Böden der Rücken abwechselt. Der Oberboden der zwischen den Lössrücken befindlichen Täler und dolinenartigen Stellen ist toniger Lehm, im Untergrund aber wird hier der Löss metamorphosiert.

An der Sohle der Täler sind sumpfige Gebiete von geringer Ausdehnung anzutreffen, die in den Tälern der Rákos- und Tápió-Bäche am weitesten verbreitet sind.

Im Sommer 1924 beging ich im Anschluss an mein vorjähriges Arbeitsgebiet das Kartenblatt Zone 16, Kolonne XXI, NW. Es umfasst die Umgebung der Ortschaften Pécel, Maglód, Mende, Tápiósáp, Tápiósüly und Kóka im Komitat Pest. Der zwischen den Tälern der Rákos- und Tápió-Bäche gelegene Teil des unter dem Namen Maglóder Rücken bekannten Hügellandes ist durch tiefe Wasserrisse gegliedert. Dieses Hügelland stellt einen Abschnitt der Wasserscheide zwischen Donau und Tisza dar. Die Linie der Wasserscheide verläuft über die Höhen: Kopaszhegy, Baitemetés, Hársas und Hrabina (252—301 m). Am Aufbau der Hügel sind jungtertiäre und pleistozäne Bildungen beteiligt, die sich in den tiefen Wasserrissen sehr gut untersuchen lassen. Solche Stellen sind im S die Katona- und Alsó-Tápió-Täler, im N die Täler von Pécel und Locsod. Die jungtertiären Ablagerungen bestehen aus Sand-, Sandstein und sandigen Mergelschichten. Der Sand ist grau, glimmerig, mit dünnen Linsen aus lockerem Sandstein. Der sandige Mergel ist dünn geschichtet, blätterig. Der Sandstein kommt stellenweise auch in dickeren Bänken vor. Fossilien fand ich in dieser Schichtengruppe keine, ihre vollständige petrographische Ähnlichkeit mit den fossilienführenden pontisch—pannonischen Schichten der Umgebung von Mácsa konnte aber festgestellt werden.

Die pleistozäne Schichtengruppe besteht aus rotem Ton mit Kalkkonkretionen, Löss und Sand. Der erstere

bildet überall die Decke der jungtertiären Schichten und ist an zahlreichen Stellen aufgeschlossen. Die Kalkkonkretionen bilden in demselben oft konglomeratartige Klötze. Es ist dies eine Bildung, die vollkommen mit der von L. v. Lóczy sen. von der Balaton-Gegend, aus dem Komitat Somogy erwähnten und von mir auch in den Komitaten Tolna und Fehér untersuchten übereinstimmt. Sie enthält keine Fossilien. Die pleistozänen Sand- und Lössschichten, die diese roten Tonschichten überlagern, erreichen eine ansehnliche Mächtigkeit und grosse Ausdehnung. Die Lössdecke des zwischen Kóczán-Pusztá und Alsó Tápió-Tal gelegenen Rückens erreicht stellenweise eine Mächtigkeit von 10—15 Meter. Der Löss ist typisch, stellenweise sandig und enthält reichlich, jedoch in geringer Artenzahl Lössschnecken. Sandig wird die Lössdecke des Rückens in der Umgebung von Maglód und Pécel, ferner östlich von Tápiósáp, wo sie dann gegen die Ortschaft Kóka in Flugsand übergeht. Ihr charakteristischer Bodentyp ist der kastanienbraune Steppenlehm, dessen Mächtigkeit zwischen 30—70 cm wechselt. Auf den sandigen Lössarten wird auch der Lehm Boden lockerer, sandiger. Stellenweise wurde auf den vormals von Wald bedeckten Teilen der charakteristische Steppenboden degradiert. Aus der Lehmdecke wurde der Kalkgehalt ausgelaugt und der B-Horizont des Bodenprofils eisen-schüssig. (Brauner Waldboden.)

Der pleistozäne Sand ist gröber körnig und dunkler, wie der pontisch-pannonische und enthält auch keine Einlagerungen von Sandstein, typische Lössschnecken aber in umso grösserer Zahl. In seinem Profil ist die Wirkung der ehemaligen Walddecke sehr gut zu erkennen.

Der Akkumulationshorizont ist stark eisenhaltig. Er bedeckt in der Umgebung der Ortschaften Pécel, Maglód und Kóka weite Gebiete und ergibt als Übergang zwischen den braunen Wald- und Steppenböden bei primitiver Bearbeitung schwache Erträge.

Die Täler der Bäche sind mit Wiesenbildungen bedeckt und weisen schlammige Sandböden mit saurem Humus auf. Ihre Uferstrecken sind mit Flugsandhügeln bedeckt.

Im Pécel-er Abschnitt des Rákos-Baches lässt sich eine Bruchlinie konstatieren, längs welcher zahlreiche Quellen mit 11 C°-igem Wasser hervorbrennen. Dies erklärt auch die zahlreichen artesischen Brunnen in diesem Abschnitt des Rákos-Baches, die innerhalb 40 m reichliches und gutes Trinkwasser von ähnlicher Temperatur liefern.

Die Lössablagerungen meines Gebietes werden an vielen Stellen zur Ziegelfabrikation verwendet.

DIE AGROGEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES TRANSDANUBISCHEN TEILES DES KLEINEN UNGARISCHEN ALFÖLD.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1917—1924.)

Von Henrik Horusitzky.

In den Jahren 1917—24 wurden die Aufnahmen — wenn auch etwas langsamer — fortgesetzt. Im Rahmen der systematischen Landesaufnahmen wurden die detaillierten agrogeologischen Arbeiten im Kleinen Ungarischen Alföld (Tiefebene) den Verfügungen Direktor L. v. Lóczy seniors entsprechend nicht wie bisher, nach den Kartenblättern 1:75.000, sondern nach Komitaten eingeteilt und durchgeführt. Aus diesem Grund ergänzte ich vor allem die noch rückständigen Stellen im N-lichen Teil des Komitates Komárom in der Gegend der Ortschaften Kolta, Szemere, Csehi und Baromlak, dann am linken Ufer der Donau die von Kolosnéma bis zur Insel von Nagylél, von Komárom bis zur Mündung des Zsitva-Flusses und von hier bis Dunaradvány reichenden Gebiete, die sämtlich dem Friedensdiktat von Trianon zum Opfer fielen. Hiernach ging ich auf das rechte Ufer der Donau über und habe vom O an die bereits aufgenommenen Gebiete anschliessend, das Komitat mit Ausnahme einer kleinen Partie im S auch beendet. Auch das benachbarte Komitat Győr konnte ich fast vollkommen absolvieren, so dass nur noch im S die Umgebung von Gyarmat, Kajár und Asszonyfa übrig blieb. Im letzten der erwähnten Jahre arbeitete ich am O-lichen Rand des Komitates Sopron und in der SO-Ecke des Komitates Moson, um im nächsten Jahr auch diese Gebiete zu vollenden. Hiermit war die einheitliche Aufnahme der Kleinen Ungarischen Tiefebene und somit die mir noch von veil. Johann v. Böckh in 1896 zugewiesene Aufgabe vollendet.

Das geologische Antlitz der kleinen N-lichen Partie des Komitates Komárom ist jenem des W-lich, resp. S-lich, davon gelegenen bereits ausführlich beschriebenen Hügellandes vollkommen ähnlich. (Vergl. die im Verlag der Kgl. Ung. Geol. Anstalt erschienenen agrogeologischen Kartenblätter 1:75.000, „Magyar Szölgyén und Párkányána“, ferner „Vágsellye und Nagysurány“.) Die ältesten in diesem kleinen Gebiet an die Oberfläche tretenden Bildungen stammen aus dem

pannonischen (pontischen) Zeitalter und sind an den steileren Hängen der Hügel, sowie im Kopanica vrh genannten Zug anzutreffen. Sonst ist dieses Grundgestein durch Löss und in den Tälern durch holozäne Geschiebe bedeckt. Der Oberboden der pannonischen Sedimente ist ein zur Zone der Waldböden gehöriger, hell gefärbter, ausgelaugter, sandiger Ton, jener des Lösses zum T. ein rötlicher, kalkfreier Waldlehm, z. T. ein zum Typ der Steppenböden gehöriger, brauner Lehm.

Neben dem Friedhof der Ortschaft Kolta erhebt sich ein künstlicher Hügel, der vom archäologischen Gesichtspunkt Beachtung verdienen dürfte.

Im Gebiet der Inundationssedimente längs der Donau herrscht ein heller, kalkiger Lehm, in den Niederungen eine etwas gebundenere Bodenart vor. Vor Dunaradvány treten unter dem sandigen Boden Schotterlagen zutage.

Am rechten Ufer der Donau lassen sich die pannonischen Schichten am besten in den Aufschlüssen längs der Donau von Gönyü bis Komárom und von dort weiter, beinahe bis Győr beobachten. Wo sie nicht an die Oberfläche treten, wird ihre Nähe durch Quellen verraten.

Auch an den Lehnen der etwa 8 km S-lich von der Donau ansteigenden Höhe von Böny—Bábolna sind Ausbisse der pannonischen Schichten zu beobachten. Bei Bársony, an den Hängen der Öreg- und Strázsa-Berge ist ein hierher gehöriger Ton sichtbar, in der Nähe der Ortschaft aber ein lössartiger, gelber Sand, dessen pannonisches Alter ausser seinen Lagerungsverhältnissen auch durch die nachstehenden Fossilien festzustellen ist:

Dreissensia auricularis Fuchs,
Unio atavus Partsch,
Limnocardium penslii Fuchs,
Limnocardium hantkeni Fuchs,
Limnocardium n. sp. cfr. *schmidti* M. Hörn.
Neritina (Neritodonta) radmanesti Fuchs,
Bithynia proxima Fuchs,
Micromelania pygmaea Partsch,
Micromelania (Lyrcaea) petrovici Brus,
Planorbis kimakovici Brus.

Diese Fauna ist jenen von Kocs und Szák sehr ähnlich. Unweit dieses Fundortes sammelte ich am NO-Hang der Malomhossza-dülő genann-

ten Höhe umherliegende Fragmente der *Congeria ungula caprae* Mü n s t. Pannonische Schichten tauchen ferner auch an den Lehnen der Hügel in der Umgebung von Tápszentmiklós auf.

Die Ortschaften Császár, Dad und Bokod wurden bereits auf den Ausläufern des Vértes-Gebirges erbaut. Das Gerüst des Hügellandes besteht aus pannonischem Ton, Sand und feinem Schotter, von denen die beiden zuerstgenannten sogar bis 200—280 m ü. d. M. emporsteigen, wogegen der Schotter nur Höhen bis 220—250 m bedeckt. Am Hof der ref. Schule der Ortschaft Császár befindet sich ein artesischer Brunnen, der angeblich nur 43 m tief ist und 166 Minutenliter eines etwas schwefelig schmeckenden Wassers liefert. Vom Boden dieses Brunnens, aus einer glimmerigen Sandschicht kamen zahlreiche Fragmente der *Congeria ungula caprae* Mü n s t. zum Vorschein. Eine am Marktplatz derselben Ortschaft bis 75 m niedergeteufte Bohrung blieb erfolglos. Bezüglich der Geologie und Hydrologie, der in der Nähe befindlichen ärarischen Gestüte von Kisbér und Bábolna siehe: „Agrogeol. Verhältnisse des Staatsgestüts-Prädiums von Bábolna“, mit 4 Karten (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. Bd. XIII, Heft 6, pag. 200—235) und: „Agrogeol. Verhältn. d. Staatsgestüts-Prädiums von Kisbér“, mit 4 Karten (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. XX, Heft 4, pag. 141—207).

Vom Hügelland sind noch die drei Züge hervorzuheben, die mit einander parallel in SO—NW-licher Richtung verlaufen, und senkrecht zum Bakony-Gebirge gestellt sind, dessen Fortsetzung sie eigentlich vom orographischen Gesichtspunkt bilden. Von diesen ist der mittlere der grösste, der bei Csanak endigt. Der höhere Abschnitt des O-lich von diesem gelegenen Pannonhalmaer Zuges endigt im Ság-Berg, während der niedrigere — von Tälern unterbrochen — bis zur Kirche von Kismegyér zieht. Der W-liche Zug endigt ungefähr in der Nähe der Eisenbahnstation von Szemere. Ausser diesen kann man hier auch noch von einem vierten Zug sprechen, der aber an der Oberfläche wiederholt, u. zw. durch Täler und verschiedene jüngere Decken unterbrochen ist. Im Untergrund hängt aber auch dieser Zug einheitlich zusammen und verläuft parallel mit den vorhin erwähnten zwischen den Ortschaften Gyömrő, Szemere und Koroncó. Die vier Züge bestehen sämtlich aus pannonischen Gesteinen.

Diese Züge werden von einander durch Täler getrennt, die längs Bruchlinien entstanden. An den Flanken der parallel gestellten Hügel sind mehrere Grabenbrüche zu beobachten, in deren Ecken, an windschattigen Stellen der Löss in ziemlicher Mächtigkeit zur Ablagerung gelangte.

Ausser den NW—SO-lichen Hauptbruchlinien sind auch noch zahlreiche Querbrüche zu konstatieren, woraus sich ein schachbrettartiges Bild des Gebietes ergibt. In der Nähe der einzelnen Bruchlinien zeigen die einzelnen Schichten Einfallswinkel von $15-18^{\circ}$ gegen O oder NO. Diese sanft geneigten, so zu sagen beinahe horizontalen Schichten bilden die Basis des ganzen Gebietes. Sie treten N-lich von Pannonhalma, am Hügel von Ság, über dem Kalvarienhügel von Peér bei Táplány, sowie an den Rändern der durch die sogenannte Mészáros-Landstrasse durchschnittenen Terasse zutage.

Der pannonische Komplex besteht an der Basis vorwiegend aus Ton, im oberen Abschnitt aus Sanden. Beide können zum mittleren Horizont gerechnet werden, der auch hier durch Lignitspuren charakterisiert wird. Ein Teil der oberen Sande gehört in den Horizont des *Unio wetzleri* D u n k. In der SO-lichen Ecke des Gebietes, in der Umgebung der Ortschaft Taáp und etwa 1.5 km S-lich vom Rés-Berg ist über den pannonischen Schichten Schotter in einer Höhe von 220 m ü. d. M. anzutreffen. Im Liegenden desselben enthält der Sand beim Tarján-Meierhof zerbrechliche Schalen von *Unio* und *Helix* ziemlich reichlich.

Eine zweite bedeutendere Bildung ist der bei Ravazd vorkommende Süsswasserkalk, der etwa 2 km W-lich von der Ortschaft, am Gipfel des Amaros-Berges, 209 m ü. d. M. ansteht. Zurzeit ist an der N-Seite dieses Hügelgipfels eine Quelle anzutreffen, die aber im niederschlagsarmen Teil des Jahres versiegt. Eine grössere Quelle tritt im S-lichen Teil der Ortschaft Ravazd, an der Seite des Pándzsó-Bächleins hervor, die infolge ihres Eisengehaltes etwas säuerlich schmeckt. Angeblich rastete bei dieser Quelle König Béla im Jahre 1241, weshalb sie auch Béla Király-Quelle genannt wird. Ihre Temperatur beträgt 12°C .

Zu erwähnen ist noch das in der Umgebung der Ortschaft Bokod, am Fuss des Weinberges von Pusztavám vorkommende Konglomerat, das wahrscheinlich in die obere Mediterranstufe gehört. Hierüber, sowie über einen sehr wichtigen kleinen Abschnitt meines Gebietes — wo Spuren des Vorkommens von Kohlenwasserstoffen anzutreffen sind — kann ich mich erst nach eingehenderen Untersuchungen äussern.

Die levantinische Stufe ist hier durch die Schotterdecken repräsentiert, die in der Umgebung von Böny, Bana und Bábolna bis Tata in einer Mächtigkeit von 2—5 m auf den Gipfeln der Höhe auftreten. Da es nicht gelang, in denselben charakteristische Fossilien zu finden, lassen sie sich vor allem auf Grund ihrer Situation von den etwa 40 m tiefer gelegenen jüngeren, diluvialen Schottern unterscheiden. Am O- und N-Rand dieser Schotterterrasse sind im oberen Teil derselben

auch gewaltige erratische Blöcke anzutreffen, wie ich sie auch bei der Ausgrabung des Industrikanals von Győr unmittelbar über dem pannonischen Ton konstatieren konnte. Diese verschiedenen Gesteine, namentlich Amphibolit, Granit, Quarzit, Sandstein, Mergel, alte Kalksteine und Süßwasserkalke stammen von Oberungarn, aus der Gegend von Pöstyén und z. T. aus den Kleinen Karpaten, von wo sie mit den Gletschern als erratische Blöcke hierher gelangten. Auf Grund dieser erratischen Blöcke ist diese Bildung offenbar in die erste glaziale Periode, in das u n t e r e Pleistozän zu stellen, deren Ausgangspunkt vielleicht bereits im Levantikum zu suchen ist. Hierüber sprach ich mich eingehender in meinem Bericht über das geologische Profil des Győrer Industrie- und Schieffahrtskanals aus (Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1916, pag. 650—658).

Südlich von der erwähnten Hügelreihe meldet sich dieser levantinische Schotter auch noch in der Umgebung von Bársonyos, auf den Höhen der Strázsa- und Arany-Berge, sowie auch am Malomhosszdülő, jedoch überall nur in geringer oberflächlicher Verbreitung. Zur Schotterung von Wegen wurde er auf den Vas- und Sinai-Bergen von Bóny, am Ördögásta-Berg von Bana, sowie den Kövecses-, Nyerges-, Csúcsos- und Csémi-Bergen von Ács gegraben, doch sind minder bedeutsame Aufschlüsse desselben auch noch N-lich von Tápszentmiklós, ferner am Arany-Berg bei Telek, am Pityer-Hügel bei Aszár, in der Umgebung von Pusztaszolga-győr und neben den hiesigen Weingärten anzutreffen.

Die Decke des Schotters ist ein dünner, kalkarmer Lehmboden, in dem die vom Untergrund heraufgebrachten Gerölle gleichfalls oft eine Rolle spielen. In Anbetracht der Düntheit des Oberbodens, der hohen Wärmeakkumulationsfähigkeit des Schotters und der tiefen Lage des Grundwassers brennt die Saat an diesen Stellen oft aus. Innerhalb des schotterigen Gebietes kommen höhere Sandhügel vor, die in einzelnen Fällen sogar Höhen von 160—165 m ü. d. M. erreichen.

Auf den S-lichen schotterigen Höhen ist der O b e r b o d e n eisen-schüssig und infolge seiner Struktur auch etwas feuchter. An beiden Stellen ist jedoch der schotterige Boden nur für die Zwecke der Forstwirtschaft geeignet.

Von den pleistozänen Bildungen ist an erster Stelle die Schotterterrasse längs der Donau zu erwähnen, die sich am Ufer des Stromes fast ohne Unterbrechung verfolgen lässt. Dieser Schotter ist horizontal, oder wellig gelagert, er wechselt sich mit Sand ab und liegt unmittelbar auf den pannonischen Schichten.

Er ist auf der Terrasse in Schottergruben aufgeschlossen. Der Schotter

ist von Sand bedeckt, der stellenweise ein lockerer Flugsand, anderswo aber einigermaßen gebunden ist. An tiefer gelegenen Stellen kommen Flecke vor, auf denen sich zeitweise das Wasser ansammelt und längere Zeit hindurch stehen bleibt. Hier ist der Boden mehr-minder torfig und auch alkalisch.

Wir wollen nun auf das vom vierfachen Hügelzug W-lich gelegene Gebiet übergehen. Hier gelangte auf den pannonischen Schichten in erster Reihe Schotter zur Ablagerung, der NW-wärts in der Form eines Schotterkegels zur Ausbildung gelangte. Hier wurde in den Schottergruben in einer Tiefe von 3—5 m überall die pannonische Unterlage angetroffen. Der Schotter besteht hier nicht aus reinem Quarz, wie in den Terrassen der Donau, denn er enthält hier auch Kalkgerölle in ziemlicher Menge. In den den Hügelzügen näher gelegenen Abschnitten herrschen die Waldböden vor, wogegen in den dem Marcal-Fluss näher gelegenen Gebieten kalkige Steppenböden dominieren.

Der Sand und der sandige Löss sind auch weit verbreitet. Die beiden gehen so unmerklich in einander über, dass man nur den Flugsand auf der Karte ausscheiden kann. Der letztere bildet meist den 0.1—0.4 m mächtigen Oberboden des 2—4 m mächtigen gelben Sandes, während dem sandigen Lössuntergrund ein sandiger Lehm als Oberboden zu entsprechen pflegt.

Einer noch weiteren Verbreitung erfreut sich der typische Löss, der sich hier vom feinkörnigen gelblichen pannonischen Sand oft nur schwer unterscheiden lässt, da der Löss dieser Gegenden aus dem pannonischen Sand ausgeweht wurde. Sein Alter wird durch die in der Umgebung von Tápszentmiklós gesammelte Fauna bestimmt:

- Helix (Vallonia) pulchella* Müll.
 „ „ *tenuilabris* Br.
 „ (*Arionta*) *arbustorum* L.
Cochliocopa (Zua) lubrica Müll.
Pupa muscorum L.
 „ *columella* Benz.
 „ *bigranata* Rossm.

Der Oberboden des Lösses ist meist ein in die Gruppe der Steppenböden gehöriger, hell gefärbter Lehm mit mehr-weniger Kalk, der aber an vielen Stellen einen Übergang zur Gruppe der Waldböden zeigt.

Altholozäner Schotter lässt sich an der Oberfläche nicht konstatieren, doch reicht der Schotter des Rába-Flusses bestimmt bis in das Altholozän hinab. Interessant sind die beiden, je einer intergla-

zialen Periode entsprechenden, 1—2 m mächtigen braunen, torfigen Schichten, die die mächtige Schotterablagerung unterbrechen, dann der postglaziale, schwarze, tonige Moorboden, der stratigraphisch in das Altholozän zu stellen ist. Aus dieser Periode kamen hier die Kulturzeugnisse des Urmenschen der Magdalénien- oder richtiger der Azylien-Steinzeit zum Vorschein.¹

Unterhalb Kóny, sowie in der Umgebung von Fehértó sind torfige Gebiete von geringer Ausdehnung anzutreffen, die aber vom Gesichtspunkt der Torfgewinnung nicht in Betracht kommen. Etwas grössere Torfmengen kommen unterhalb Lébény vor, doch bildet dieses Gebiet eigentlich bereits den östlichen Teil des Hanság genannten Moorgebietes und wird im nächsten zusammenfassenden Bericht ausführlicher behandelt werden.

Die Bildungen des Holozäns liegen meist an den tiefsten Stellen des Geländes. Der alluviale Saum der Donau besteht aus Wiesen, die mit mehr-minder grossen Abweichungen das nachstehende Profil aufweisen:

Brauner, sandiger Ton,
Inundationsschlamm,
Rostgefleckter Ton,
Schwarzer Ton,
Gelber Ton bis zu einer Tiefe von 3—4 m.

Der Boden des Mélyállás-Tales ist ein sodahaltiger, sandiger Ton, an dessen Oberfläche die Soda in Effloreszenzen erscheint. Ähnliche alkalische Niederungen sind auch in der Umgebung von Ács, in der Nähe des Feketekút, auf den Uri- und Kovács-Wiesen, ferner im Umkreis der Jeges- und Nagyszentjánospuszta anzutreffen.

Bei der Aufschüttung der hiesigen Inundationsgebiete spielen die aus dem Bakony-Gebirge kommenden Wasseradern die Hauptrolle, namentlich diejenige, die unter dem Namen Pánzsóér die Ortschaft Peér durchquert und oberhalb Csanak in den Marcal-Fluss mündet, ferner der Sósér, der bei Tinnye entspringt. Ein breiteres Tal besitzt die Ader, die unter den Ortschaften Gyömöre und Szemere vorbeibiegend, ebenfalls in die Marcal mündet. Eine ähnliche Ader mündet unterhalb der Ortschaft Tél vorbeifliessend bei Mórchida in die Marcal.

¹ Siehe: A csornai kőkori lelet (der steinzeitliche Fund von Csorna). Emlékkönyv gróf Apponyi Albert-nek, mint a Szent István Akadémia elnökének születése 80. évfordulója emlékezetére. Herausgegeben von der Szt. István-Akademie in 1926. Nur ungarisch.

Der Boden der Täler ist ein humöser, sandiger Ton, dessen Untergrund stellenweise durch sandigen Schotter, anderswo unmittelbar vom pannonischen Ton gebildet wird. Zwischen den Marcal- und Rába-Flüssen zieht sich ein länglicher Streifen dahin, innerhalb dessen z. T. zerrissene Sandhügel, z. T. sandige Tongebiete oder in neuester Zeit entstandene Sümpfe anzutreffen sind, die hier und da einen torfartigen Boden aufweisen.

An der linken Seite der Kis Duna (kleinen Donau), d. h. in der östlichen Ecke des Szigetköz, unmittelbar der Stadt Győr gegenüber begegnet man ähnlichen zerrissenen Sandhügeln, u. zw. bei Sárospuszta, unweit der Ortschaft Bácsa. Im übrigen herrschen hier der Inundationsschlamm und Sand vor. Der erstere ist kalkig, er liefert einen guten, lockeren Ackerboden und — falls hydrologische oder klimatologische Faktoren nicht schädlich eingreifen — auch gute Erträge. Der Untergrund besteht hier aus dem holozänen Schotter der Donau. Ausser dem Donauschlamm kommt hier auch ein sandiger Tonboden vor, der hauptsächlich die toten Donauarme aufschüttet. Diese sind gegenwärtig noch oft sumpfig. Die Stadt Győr liegt z. T. auf schlammigem, z. T. auf sandigem Gebiet.

Die Anhöhe der unmittelbar am Ufer der Kis Duna erbauten bischöflichen Burg ist ein künstlicher Hügel. Römische Kulturstellen sind neben der Donau, zwischen dem Bakonyér und dem Ozonco-Bach bekannt, sowie in der Gegend des Vas-Berges, wo Bausteine, Ziegeln, Scherben und Knochen umherliegen. Eine ähnliche Siedlung liegt in der Gemarkung der Ortschaft Ács und auf mehreren etwas höheren Hügeln.

GLAZIOLOGISCHE STUDIEN IN DER HOHEN TÁTRA.

(Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1917.)

Von Dr. Gyula Prinz.

Im Auftrage der Direktion der Kgl. Ung. Geol. Anstalt verwendete ich im Jahre 1917 fünfzehn Tage auf glaziologische Studien am Südhang des vom Kriván bis zum Batizfalvaer Gipfel reichenden Gratabschnittes. Mein unmittelbares Ziel war die genaue Kartierung der ausgehöhlten und ausgeräumten Gebiete oberhalb der pleistozänen Schneegrenze, sowie der pleistozänen Moränen, unter Berücksichtigung der zeitlichen Koinzidenzen und Ausscheidung der holozänen, resp. pleistozänen Schuttanhäufungen. Das entferntere, jedoch hauptsächliche Ziel meiner Studien war die qualitative und quantitative Bestimmung der vom Pleistozän bis zur Gegenwart erfolgten Klimaänderung.

Der W-liche Teil des untersuchten Hanges, namentlich die Handel-, Furkota- und Ulinica-Täler stimmen hinsichtlich ihrer Dimensionen und ihrer orographischen Lage mehr-minder überein. Dem gegenüber weicht das Menguszfalvaer Tal sowohl in seinen Dimensionen, wie auch in seiner orographischen Situation von den vorhin erwähnten gänzlich ab, seine glaziologische Auswirkung war so beträchtlich, dass sie sich in augenfälligen Unterschieden offenbaren musste.

Vom glazialmorphologischen Gesichtspunkt lassen sich die Hänge der Tátra ziemlich scharf in zwei Zonen gliedern, namentlich: 1. in die Zone der scharf ausgeprägten Täler mit treppenförmigen- und Talmoränen; 2. in die verschwommene und deshalb schwer zu gliedernde Zone der Fladenmoränen.

Im begangenen Gebiet präsentiert sich als charakteristischste Partie der Fladenmoränenzone die vom Csorbaer See ausgehend längs des Poprád-Flusses sich erhebende, Naklad-Varta genannte Moränenmasse, die ein Zeugnis dafür ablegt, dass im älteren Abschnitt der Vereisung die Fladenmoräne bis 1035 m herabreichte. Dies bedeutet jedoch noch nicht die maximale Ausdehnung der Vereisung, da ich den am tiefsten gelegenen, unzweifelhaft durch Eis an seinen gegenwärtigen Ort verfrachteten Block unweit der Eisenbahnstation Csorba, hinter dem Leskovac-dom in

einer Höhe von 960 m ü. d. M. konstatieren konnte. Ich verfolgte diese — die maximale Ausdehnung der Vereisung markierende — Moränengrenze von Stola bis Hradok (Pavucsja dol.) überall. Gegen W erhebt sich naturgemäss — wenn auch nicht im erwarteten Mass — der Horizont der Moränengrenze um einige Meter. Auf den breiteren Wiesen unterhalb der Moränengrenzlinie Stola—Hradok sind als Resultate des fluvioglazialen Transportes unregelmässig verstreute Blöcke zwar noch reichlich anzutreffen, doch tritt unter denselben bereits Schritt für Schritt der Mergel der hohen Liptoer Sohle zutage. Unterhalb des Smrekovica und Hradok ist hier diese älteste Stirnmoräne zwischen den Isophysen 960—990 in einer Breite von durchschnittlich 500—600 m nachweisbar. Von den in Streifen ausgebildeten fluvioglazialen Ablagerungen lässt sie sich durch ihre bogenförmige Anordnung leicht unterscheiden.

Oberhalb des unteren Moränensaumes tritt mit auffallenden Massen die Moräne des *Naklad-Stadiums* auf. Die grossen Moränenmassen zu Füßen der Tatra sind ohne Zweifel die Produkte dieser Vereisungsperiode. Die Gletscher des Naklad-Stadiums bildeten jedoch keinen zusammenfliessenden Fladen mehr, sondern endigten in von einander scharf abgesonderten, breiten Fächern. Auf meinem Gebiet konnte ich zwei solche grosse Gletscherfächer feststellen, von denen der eine die Gletscher der Handel- und Furkota-, der andere jene der Mlinica- und Menguszfalvaer Täler in sich vereinigte. Die beiden sind unterhalb der am unteren Ende des Szolizsko-Grates befindlichen Höhenkote 1608 m durch ein etwa 300 m breites Intervall von einander getrennt, wo zur Zeit des Naklad-Stadiums ein sonniger, trockener Berghang sich zwischen die beiden Gletscherfächer keilte. Zur Zeit des Naklad-Stadiums stellten demnach die Handel—Furkota, resp. Ulinica—Menguszfalvaer Gletscher je ein Zwillingsspaar dar. Die Entstehung des Csorbaer Sees lässt sich hieraus unschwer und sicher ableiten. Die Geschwister dieses Sees sind in den vorhandenen und den verschütteten Seebetten der Jamszki- und Naklad-Moränenhöhen anzutreffen. Zwischen das Stadium der grössten Ausdehnung der Vereisung und das Naklad-Stadium ist noch ein Stadium eingeschaltet, das sich aber mit dem ersteren identisch erweisen dürfte, so zwar, dass die grösste Ausdehnung bloss das Resultat eines kurze Zeit dauernden Vorstosses darstellt, ohne jede grössere Bedeutung, da schon geringfügige Änderungen des Klimas ausreichen, um diesen Vorstoss innerhalb einiger Jahrzehnte hervorzurufen. Spätere Nachforschungen werden diese Frage klären. Die auffälligsten Resultate dieses vorläufig als einheitlich aufgefassten Stadiums sind die am äusseren Rande des Gebirges gelegenen, lose zusammenhängenden Anhöhen mit dem öfters wie-

derholten Namen „Hradok“, nach dem ich das Stadium vorläufig *Hradok-Stadium* nenne.

Die Hradok-Moränen sind fast gänzlich durch die Naklad-Moränen verschüttet, u. zw. vor den Quellentälern sowohl des Fehér-Vág-, wie auch des Poprád-Flusses. Vor den Toren der Tátraer Täler sind im allgemeinen dicht übereinander gehäufte Moränenmassen anzutreffen, die sich den Tälern anpassen. Die grossen Hradok-Moränen sind hingegen gerade dadurch charakterisiert, dass sie von den Tälern völlig unabhängig zu sein scheinen. Zwischen den Fächern der Jamszkő—Smrekovica und der Naklad-Moräne befindet sich in der von Rakitow bis zur Zahnradbahn reichenden Gegend eine ausgedehnte Hradok-Moränenlandschaft in einem Gebiet, wo kein Tal mündet. Zur Zeit des Hradok-Stadiums mussten demnach die Gletscher der sämtlichen Täler zwischen den Handel- und Poprád-Flüssen vereinigt gewesen sein. Der Typus des am Rande des Gebirges langsam sich bewegenden, in rapidem Schmelzen begriffenen Fladengletschers, der die Moränen der benachbarten Gletscher durcheinandermischte, konnte sich auch garnicht an einer anderen Stelle, als dort ausgestalten, wo am hohen Gebirgsrand eine pamirartige hohe Sohle vorhanden war.

Die für die beiden älteren Gletscherstadien bezeichnenden und dieselben richtig bewertenden Merkmale sind die folgenden:

1. *Naklad Stadium*. Die Gletscher der konvergierenden Täler fliessen in einen Fächergletscher zusammen.

2. *Hradok Stadium*. Die Gletscher der sämtlichen Täler fliessen in einen grossen Fladengletscher zusammen.

So unzweifelhaft sich auch diese Auffassung durch physiographische und morphologische Daten nachweisen lässt, fehlen bisher noch solche petrographische Funde, die meine Ansicht bekräftigen würden.

Im Tal des Poprád-Flusses liegt bei 1210 m, in jenem der Ulinica bei 1350 m eine sehr wichtige Grenzlinie. An diesen Stellen grenzt sich nämlich der ältere Moränengürtel gegen die vom Eis ausgehobelten Trogtalabschnitte ab. In beiden Tälern beginnen dort ziemlich ausgedehnte, durch Grundmoränen gekennzeichnete, aber sonst auf einen einheitlichen Rückzug verweisende Abschnitte, in beiden über nahezu 2 km u. zw. im Poprád-Tal zwischen 1210—1300 m, im Ulinica-Tal zwischen 1350—1500 Meter. In den Furkota- und Handel-Tälern fehlen die entsprechenden Abschnitte, da ihre Ausbildung dort durch die orographische Situation verhindert wurde. Bei der Gliederung der Zeit der pleistozänen Vereisung ist uns jedoch diese ausgedehnte Interkalation sehr behilflich. Sie bietet uns jedenfalls Fingerzeige zur Bestimmung einer Rückzugs-

periode von ansehnlicher Dauer. Es kann als vollkommen sicher angenommen werden, dass die Hradok- und Naklad-Moränen die Produkte der grössten Vereisung sind, und dass sich die Menguszfalvaer- und Ulinica-Gletscher nach deren Ablagerung wenigstens 2 km in einem Zug zurückzogen. Die Kenntnis der Lebenserscheinungen der Gletscher gestattet immerhin die Annahme, dass sie sich noch bedeutend weiter zurückgezogen hatten, die obere Grenze des Rückzuges jedoch durch einen späteren Vorstoss verdeckt wurde. Jedenfalls lassen sich chronologisch und in moränenmorphologischer Hinsicht die älteren und jüngeren Moränen sehr leicht von einander unterscheiden. Identifiziert man die ganze Eiszeit mit dem ganzen Pleistozän und stellt man dementsprechend den Anfang der Vereisung als den Beginn des Pleistozäns dahin, so würden die Hradok- und Naklad-Moränen altpleistozänen-, die Moränen der Binnentäler des Tatra-Gebirges jungpleistozänen Alters sein. So scharf sich die altpleistozänen Moränen von ihrem tertiären Fundament abheben, so kontinuierlich ist der Übergang zwischen den jungpleistozänen Moränen und den heutigen glazialen Bildungen. Ich brauche garnicht besonders hervorzuheben, dass die scheinbare scharfe Grenze eine Folge des energischen Vordringens der Hradok-Moränen ist. Die unteren fluvioglazialen Schotter sind unbedeutend oder fehlen gänzlich.

Auf der Bástya hatten sich die Ulinica- und Menguszfalvaer Gletscher zur Zeit des Naklad-Stadiums in einer Höhe von 1600 m vereinigt. In der Flanke der Patria kann man die beiderseitigen Ränder der ehemaligen Gletscher (in der Richtung der Koten 1734—1860) ziemlich gut erkennen. Allmählich befreite sich der Trigán vom Gletscher, die sich separierenden, wenigstens 200 m mächtigen Arme begannen zu schwinden, wobei auch der erwähnte, 2 km lange Talabschnitt unter denselben zutage trat. In den gewaltigen Trogtälern sind an den oberen Enden dieser 2 km langen moränenarmen Abschnitte wieder ausgedehntere Moränenanhäufungen anzutreffen, u. zw. im Menguszfalvaer Tal in der Gegend der Vereinigung der Hincó- und Krupa-Bäche, im Ulinica-Tal unterhalb der Kote 1600 m, beiläufig oberhalb der das Tal durchkreuzenden 1500 m Schichtenlinie. Hier beginnen die jungen Moränen. Im Menguszfalvaer Tal stammen gewaltige, auf viele kleine Schwankungen hinweisende Moränenmassen aus einer Periode, die wir als Krupa-Stadium bezeichnen können.

Die Moränen des Krupa-Stadiums konnte ich im Menguszfalvaer Tal mit völliger Sicherheit, und auch im Ulinica-Tal mit ziemlich schar-

fen Grenzen feststellen, in den Furkota- und Handel-Tälern sind aber die Grenzen infolge der steiler werdenden Böschung verschwommen, so dass man gewissermassen auf Raten angewiesen ist. Es ist augenfällig, dass die Krupa-Moränen des Menguszfalvaer Tales vom Omladék-Tal herzustammen scheinen und dass überhaupt dieses Tal vom Gesichtspunkt der Vereisung zu jeder Zeit eine grössere Bedeutung besass, wie das Hincó-Tal. Aus derselben Tatsache zog Roth — vielleicht unter dem Einfluss vom Partsch — einen verkehrten Schluss hinsichtlich der Entstehung des Popráder Sees¹, von der Annahme ausgehend, dass die Krupa-Moräne die Mittelmoräne der Gletscher der Hincó- und Omladék-Täler darstellt, und dass die gewaltigere Schuttmasse des kräftigeren Hincó-Gletschers den Poprader See aufgestaut hatte, woraus beide Autoren auf den Märjelen-Typus schlossen. Nach meinen entgegengesetzten Feststellungen fehlte nicht viel dazu, dass der Gletscher des Omladék-Tales nach einem dem Krupa-Stadium folgenden Rückzug neuerdings vorstossend, das Hincó-Tal abgeschlossen hätte, das damals bis 1650, oder wenigstens bis 1580 m eisfrei war. Der Popráder See ist heute durch eine vollkommen selbständige Stirnmoräne abgeschlossen, die vom Gletscher des Omladék-Tales her stammt.

Diese Stirnmoräne eröffnet die Reihe der Produkte der jüngeren Gletscherschwankungen, namentlich der zahlreichen Talstufen, Zirkus- und Nischen-Aushöhlungen, sowie der abwechslungsreich gelagerten Moränen, die die Täler der Hohen Tatra schmücken. Es wäre sehr schwierig, diese zu separieren, da die Korrasionsschuttmassen der jungpleistozänen-, altholozänen-, jungholozänen- und der den Sommer überdauernden rezenten Firnfelder in ununterbrochener Kontinuität zur Ablagerung gelangten.

Meine Beobachtungen bezüglich der jeweiligen Firngrenzen, sowie sonstiger glaziologischer Erscheinungen kann ich hier nicht behandeln, was aber nicht bedeutet, dass sie uninteressant wären. In meinem kurzen Bericht musste ich mich vorläufig auf die Resultate der geologischen Kartierung beschränken, wonach präglaziale und fluvioglaziale Schotter, ältere (Hradok- und Naklad-Stadium) ausgebreitete äussere Moränen (mit holozänen Hochmooren) und die Grundmoränen einer grossen Rückzugsperiode (Krupa-Moränen), sowie jungpleistozäne und holozäne Hochalmoränen unterschieden und räumlich umgrenzt wurden.

¹ Partsch: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen, pag. 17 und Roth: A hajdani jégárak nyomai a Magas Tatra déli oldalán, pag. 30.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSÉ DER GEGEND VON KEMENCE IM KOMITAT HONT.

(Bericht über die Arbeiten im Jahre 1923.)

Von S. v. Szentpétery.

Dem beehrenden Auftrag der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt Folge leistend, führte ich im Jahre 1923 petrogenetische Beobachtungen im N-lichen Teil des Börzsöny-Gebirges durch. Da jedoch die mir zur Verfügung stehende, alte, die Aufnahmen von Ott, Stache u. A. darstellende geologische Karte¹ sich als unbrauchbar erwies, musste ich im Laufe meiner Untersuchungen die Gegend auch von neuem aufnehmen. Die im traurigen Friedensdiktat von Trianon festgelegte unmögliche Grenze, welche dieses Gebiet von ihren natürlichen Kommunikationslinien abschnitt, erschwerte meine Begehungen ungemein. Dies ist z. T. der Grund dafür, dass ich nur die unmittelbare S-liche Umgebung von Kemence, innerhalb des durch die Rédli-, Várbükk-, Csóványos- und Orosz-Berge eingeschlossenen Dreieckes aufnehmen konnte. Das Gebiet ist durch die Kemence- und Csarna-Bäche, sowie deren Nebengewässer nur in sehr geringem Masse aufgeschlossen.

Die Knappheit des Rahmens gestattet mir nicht, hier das aufgenommene Gebiet detailliert zu beschreiben, folglich muss ich mich auf eine kurze Zusammenfassung beschränken.

Am Aufbau des Gebietes beteiligt sich ausser den verschiedenen Arten des Andesits und deren Tuffen auch der Leithakalk in einem schmalen Streifen am NW-Rand desselben, SSO-lich von Kemence. Das Gebiet der Andesite besteht überwiegend aus Massengesteinen. Es sind hier zwei Eruptionsgebiete von verschiedenem Charakter zu unterscheiden. Das eine kann als der NW-Hang der gewaltigen Stratovulkanmasse des Csóványos-Berges aufgefasst werden, wo auch im heutigen Zustand des Geländes noch eine gewisse Abwechslung der einzelnen Lavaströme zu beobachten ist, — das andere ist die an der W-Seite des Csarna-Baches dahinziehende Hügelreihe von Perőcsény, wo auch die äussere Erscheinung der Andesite eine grundverschiedene ist.

¹ Massstab 1 : 144.000, beschrieben in Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst. Bd. 16, Wien, 1866.

Die im N-lichen Teil des Csóványos, im Haupttal von Kemence emporragenden gewaltigen brecciösen Felswände des Malomkő, Csonkakő und Barátkő, sowie O-lich davon die Bacsina-Felsen konnten die alten Forscher tatsächlich leicht zu der irrtümlichen Annahme verleiten, das ganze Gebiet bestände aus vulkanischem Trümmersmaterial. Bei näherer Untersuchung stellt es sich jedoch heraus, dass diese Breccien in Laven eingebettet und auch an solchen Stellen durch Lava verkittet sind, wo die Breccien vorherrschen. Wichtig ist auch der Umstand, dass das Gestein, das die Breccie einschliesst oder verkittet, in den meisten Fällen jenem der Breccie ähnlich ist. An vielen Stellen, z. B. in den Sásaskő, Godóvár, Cukorhát etc. genannten Waldabschnitten werden auch die isolierten, mitunter ansehnlichen *Tuff*-Ablagerungen durch Lava verkittet. *Agglomerate* kommen an verhältnismässig wenigen Stellen vor, in grösster Ausdehnung in den Aufschlüssen des Kemence-Baches, wo sie bereits durch Szabó beobachtet wurden,² und hauptsächlich im N-lichen Teil des Tales grössere Räume bedecken. Aber auch an anderen Stellen kommen sie hauptsächlich längs der tieferen Taleinschnitte vor, was zur Annahme führt, dass die gegenwärtig verdeckten tieferen Teile vielleicht in grösserer Ausdehnung derartige vulkanische Trümmersmassen bergen, u. zw. in erster Reihe in der N-Hälfte des Gebietes, die weiter vom vulkanischen Zentrum entfernt ist.

Aus der Erscheinung der oben erwähnten Andesitmassen folgt es naturgemäss, dass die aus dem Krater oder richtiger den Kratern des Csóványos hervorgetretene Lava keine mächtigen Decken bildete und bei der Erstarrung in Blöcke und Schollen zerriss. Die später heraustretenden Lavamassen, deren Material ähnlich oder abweichend war, fassten diese Blöcke und Schollen wieder zusammen, verkitteten sie, wobei aber einzelne Stücke auch weitergeschleppt und unterwegs zertrümmert werden konnten. Die hierdurch hervorgebrachte Struktur ist manchmal deutlich sichtbar, manchmal aber nur auf Grund der eingehendsten Untersuchung zu erkennen. Die empordringenden Lavamassen, namentlich jene mit ähnlichem Material folgten einander in kurzen Zeitabständen, wodurch auch das an vielen Stellen wahrnehmbare teilweise Schmelzen erklärt wird.

Die Verkittung der isolierten Tuffpartien durch Lava lässt sich in gleicher Weise erklären. Der bisher begangene Teil des Gebirges erlaubt den Schluss, dass zwischen den einzelnen Lavaergüssen nur wenig Asche gestreut wurde, so dass die dünne Tuffdecke durch die sich abwärts be-

² Földtani Közlöny, Bd. XXV, pag. 305. (Nur ungarisch.)

wegenden gewaltigen Lavamassen leicht vernichtet, resp. in sich geknetet werden konnte. Tuffschichten von grösserer horizontaler und vertikaler Ausdehnung blieben im begangenen Gebiet nur vom Ende des Eruptionszyklus erhalten, wo sie nicht mehr durch Lavaergüsse zerrissen wurden.

Der wichtigste Fundort der *Andesittuffe* liegt SSO-lich von der Ortschaft Kemence, am Felsőcsapás-Hügel, wo es deutlich sichtbar ist, dass die an Versteinerungen³ reichen *Amphibolandesit-* und *Biotitamphibolandesit-Tuffe* in ihrem obersten Abschnitt wiederholt mit dem Leithakalk wechsellagern. Die letzte Phase der explosiven Ausbrüche der Andesite fiel demnach mit dem Anfang der Ablagerung des Leithakalkes zusammen, so dass die Eruptionen im *mittleren Miozän* zum Abschluss gelangten.⁴ Diese gewaltige (ungefähr 40 m mächtige) Tufmasse liegt auf einer noch mächtigeren Agglomeratmasse, unterhalb derer im S, jenseits des Kővágó eine Lava folgt.

W-lich von der Gegend des Csóványos, auf dem sich über den Csarna-Bach erhebenden vulkanischen Gebiet, in den Csarnak, Marnon, Jancsi und Gátolla genannten Waldabschnitten sind gewaltige Amphibolandesitwände anzutreffen, die nur am Ausgang des Marnon und im unteren Teil des Gátolla etwas brecciös sind. Die Erscheinung dieser sehr gleichmässigen Masse verweist darauf, dass man hier einem durch eine lange Spalte gedrungenen eruptiven Material gegenübersteht, und nicht zentralen Eruptionen, wie im Umkreis des Csóványos.

Die petrographischen und besonders interessanten petrogenetischen Eigentümlichkeiten der Andesitarten werde ich an anderer Stelle mitteilen. Hier erwähne ich nur, dass am aufgenommenen Gebiet 3 gute Typen vorhanden sind: 1. *Biotitamphibolandesit*; 2. *Amphibolandesit*; 3. *Hypersthenaugitandesit*. Die Anzahl der gemischten Abarten ist sehr gross, und auch die nachträglichen Arten spielen eine grosse Rolle. Der häufigste Mischling ist der *Amphibolhypersthenaugitandesit*, ein Gestein, in welchem der *Amphibol* mit dem ursprünglichen *Hypersthen* und *Augit* gleichwertig ist.

Der *Biotitamphibolandesit* kommt nur als Agglomerat in den oberen Tuffschichten, u. zw. in ziemlich grosser Menge vor. In einem Falle fand ich ihn jedoch als gewaltigen, blockartigen Einschluss in einem der tie-

³ Mit der Untersuchung dieser Versteinerungen betraute ich meinen Assistenten Dr. J. S ü m e g h y, der das dankbare Material auch bereits zum grössten Teil arbeitete.

⁴ Dies wurde auch von Dr. I. M a y e r konstatiert. (Földtani Közlöny, Bd. XLV. pag. 33.)



feren Lavaströme des Amphibolandesits beim Remetekő vor. Der *Amphibolandesit* vom reinen Typ kommt im ursprünglichen (nicht pyroxenisierten) Zustand hauptsächlich unter den Laven mit glasiger Grundmasse an wenigen Stellen vor, während seine pyroxenisierten Abarten gewaltige Massen bildend, die in geologischer Hinsicht eine etwas wichtigere Rolle spielenden Massen des *Amphibolpyroxenandesits* im Halbkreis umschliessen. Die *Amphibolandesite* bilden an der Csóványos-er Seite im allgemeinen die oberen Teile der Berge, namentlich die Magosfa (906 m), Magyaros (777 m), Kuruc (676 m), Hajagos (630 m) etc. genannten Teile des Gebirges. An der Perőcsényer Seite bildet der Amphibolandesit den Hauptgrat, der an beiden Seiten durch wenig Pyroxen enthaltenden Amphibolandesit begrenzt wird. An einzelnen isolierten Stellen kommt der Amphibolandesit auch in den tiefer gelegenen Teilen vor und durchbricht hier und da, z. B. am Gipfel des Pleska (420 m) und des Dosnya den Amphibolpyroxenandesit.

Die Hauptmasse des *Amphibolpyroxenandesits* liegt in tieferen Horizonten, wie der Amphibolandesit, namentlich zieht sich sein Hauptvorkommen im aufgenommenen Gebiet vom Miklósajja (220 m) über den Godóvár (480 m), Miklósbérc (723 m), Tamásvár (665 m), Köpügödör (710 m) und den Oroszbérc (648 m) bis zum Bacsina-Brunnen. Aus solchem Gestein, resp. dessen vulkanischen Trümmern besteht auch der grösste Teil des vom Kemence-Bach N-lich gelegenen, niedrigen Hügellandes. Diese Bildung ist auch in einem höheren Niveau, als der Amphibolandesit vorzufinden, namentlich am Viskibérc und an der N-Seite des Csóványos. An der S-Seite des Kemence-Baches folgt unter dem Gestein unmittelbar sein eigenes Agglomerat.

Reiner *Hypersthenandesit* kommt in sehr geringer Menge vor. Er ist in der Gestalt eines gangartigen Durchbruches am W-lichen Grat des Godóvár anzutreffen und bildet im oberen Drinó kleinere Flecke. Eine viel grössere, aber im Vergleich zu den übrigen Andesiten noch immer geringe Rolle spielen die wenig Amphibol enthaltenden Pyroxenandesite, deren Hauptvorkommen längs des Csarna-Tales liegt. Es ist interessant, dass die reinen Pyroxenandesite gewöhnlich durch ein derartiges amphibolhaltiges Gestein umgürtet werden.

Zur genauen Fixierung der Reihenfolge der Eruptionen stehen mir noch nicht genug Angaben zur Verfügung. Sehr erschwert wird die Bestimmung der Typen durch die verschiedengradige Pyroxenisierung der Amphibole. Soviel steht fest, dass die Reihenfolge sehr kompliziert ist und dass die Typen wiederholt u. zw. in verschiedener Reinheit zur Ausbildung gelangten. Zur Zeit bin ich geneigt, die Hauptmasse des

Biotitamphibolandesits für das jüngste, eine Art des Amphibolpyroxenandesits für das älteste Gestein dieses Gebietes anzusehen.

Auf eine Vererzung von sehr geringem Mass stiess ich alles in allem bloss beim Amphibolandesit am unteren Teil des Drinó-Berges. Die Durchforschung der Nagy- und Kishideg-Berge — von denen mir Stücke mit reichem Erzgehalt gezeigt wurden — bleibt auf das nächste Jahr.

*

Herrn Bezirksnotar F. Klárik, der mir in diesem abgesperrten Gebiet in jeder Hinsicht auf das bereitwilligste behilflich war, spreche ich auch bei dieser Gelegenheit meinen aufrichtigsten Dank aus.

Die Hauptbestandteile der Amphibolgruppen sind die Amphibole, die in der Gesteinsmatrix vorkommen. Sie sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen. Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen. Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen.

Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen. Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen. Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen.

Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen. Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen. Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen.

Zur genaueren Festlegung der Amphibole sind die Hauptbestandteile der Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen. Die Amphibole sind in der Regel in Form von Nadeln oder Fasern ausgebildet und können in verschiedenen Orientierungen vorkommen.

PALÄO—MESOERUPTIVGESTEINE AUS SIEBENBÜRGEN.

(Bericht vom Jahre 1918.)

Von S. v. Szentpétery.

Infolge des ehrenden Auftrages der Direktion der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt, habe ich die vor zwei Jahren begonnenen Untersuchungen des im Museum der Anstalt befindlichen basischeren eruptiven Materials fortgesetzt. Ich untersuchte die Eruptiven der Bihar-, Béler-, Persányergebirge, ferner die der Hochgebirge von Csíkgyergyó, Máramaros und der Niederen Tátra eingehend. Auch mit den Gesteinen des Szárkő- und Godjan-Gebirges beschäftigte ich mich eingehend und gelangte zum Ergebnis, dass ich nur dann ein vollständiges Bild der Eruptiven dieser Gebirge bieten kann, wenn ich diese Gesteinsarten sämtlicher Banater Gebirge und der Pojana Ruszka kennen lerne. Deshalb erwähne ich jetzt nur so viel, dass ich in der reichen Serie der vom Szárkő-Godjan stammenden Sammlung Prof. F. Schafarik's nur ein einziges Melaphyr-exemplar gefunden habe, welches südöstlich von Borlova, vom Grate des Varaticaberges stammt, wo dieses Gestein, laut der Beschreibung,¹ Lias-schiefer durchbricht. Ich untersuchte ferner die im nördlichen Teile des Szepeser Erzgebirges von Dr. Tivadar Posewitz gesammelten Gesteine, unter welchen aber die in seinen Jahresberichten (1898—1905) als Diorite verschiedener Fundstätten (Huilecz, Greiner Bergrücken, Bind Bergwerkskolonie usw.) erwähnten Gesteine gar keine Eruptiven, sondern mehr-minder umgewandelte Sedimente sind. Ich bedauere nur, dass aus dem Gömörer Erzgebirge besonders die Aufsammlungen H. von Böckh's, welche laut seiner Jahresberichte (z. B. vom Jahre 1905, pag. 42) an basischen Eruptiven sehr reich sein sollen, noch nicht ins Museum gelangten, da ich dort kein einziges Exemplar der erwähnten „gabbro- und diabasartigen Gesteine“ und Peridotite gefunden habe.

Hier bespreche ich nur die Mesoeruptiven der Persányer-, Bihar- und Béler-Gebirge, da ich meine auf diese Gesteine der Hochgebirge von Csíkgyergyó und Máramaros, ferner der Niederen Tátra bezüglichen Forschungen bereits veröffentlichte.²

¹ Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1897, pag. 144, Budapest, 1898.

² Acta ch. mineralogica et ph. Tom. II, pag. 186—209, Szeged, 1932.

Das Persányer Gebirge.

Der sich vom Oltdurchbruch südlich hinziehende Teil des Persányer Gebirges ist geologisch detailliert aufgenommen, aber über die Gebilde des nördlichen Teiles stehen uns nur spärliche und einander teilweise widersprechende Daten zur Verfügung. Betrachten wir jetzt diese beiden Teile von einander getrennt.

Die Mesoeruptiven der von der Umgebung von Alsórákos südlich gelegenen Gebirgsgegend, resp. deren wichtigere Fundstätten habe ich im Jahre 1906 durchforscht und auch besprochen.³ Jetzt habe ich im Museum der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt die Aufsammlung von Fr. Herlich vom Jahre 1871 untersucht; aber damit meine Arbeit lückenlos sei — und auch zu Vergleichungszwecken — untersuchte ich ausserdem noch die in der Mineraliensammlung des Siebenbürgischen Nationalmuseums befindlichen reichhaltigen Gesteinsserien der Aufsammlungen von Dr. Fr. Herlich, Dr. J. v. Szádeczky und Dr. Fr. Szolga.

Laut diesen wird die Mesoeruptivmasse von Alsórákos von *Porphy* und *Porphyrit* (Porphy, Porphyrtuff, Oligoklasporphyrit), *Diabas* (spilitischer Diabas, Diabasporphyrit, Diabastuff, Gabbrodiabas), *Gabbro* (Diallaggabbro, Gabbroporphyrit, Olivengabbro, Gabbroperidotit) und *Diallagperidotit* (sowie auch aus diesem stammenden Serpentin) gebildet. Das zweite Gebiet ist die Umgebung von Kucsuláta-Lupsa, wo *Porphyrit* und *Diabas*-Arten vorkommen; hier befindet sich die grösste Diabasmasse des Gebirges, am Oberlaufe des Lupsa-Baches. Ausser den NO-lich von Persány befindlichen kleinen Diabas- und Porphyrflecken ist die Gegend von Holbák-Almásmező von Wichtigkeit, wo eine ganze Serie dieser Gesteine vorkommt, die man meist in kleinen, gangartigen Durchbrüchen findet: *Porphy* (Quarzporphy, Sanidinporphy, Porphyrtuff), *Augitporphyrit*, *Diabas*, *Peridotit*, ferner typisch aplitische (*Syenitaplit*), granitoporphyrische (*Syenitporphy*) und lamprophyrische (*Vogesit*) Ganggesteine. Die Bildungszeit all dieser Gesteine ist bei den meisten Vorkommen triassisch, während einzelne Eruptiven aus der Holbák-Gegend (Sanidinporphy, Augitporphyrit) den unteren Lias durchbrochen, die Kohle mit ihren postvulkanischen Produkten angefüllt haben, aber jünger als die obere Jura sind. Bei Alsórákos ist der Porphy und der mit ihm zusammenhängende Oligoklasporphyrit jünger, als die Gesteine der gabbroperidotitischen Reihe, unter welchen ich den Peridotit

³ Múzeumi Füzetek Tom. IV. 1909, pag. 82—146, Kolozsvár, 1909. In dieser Arbeit ist die bis dahin erschienene Literatur eingehend besprochen, weshalb ich mich jetzt darüber nicht äussere.

für den ältesten halte. Von grosser Wichtigkeit ist hier der stufenweise Übergang zwischen dem spilitischen Diabas und dem Diabasporphyrit, ferner zwischen dem Diallagabbro—Olivingabbro und Peridotit.

Vom Jahre 1913 angefangen hat H. W a c h n e r das Gebirge geologisch aufgenommen. In seinem Berichte vom Jahre 1913⁴ hält er den Porphyry und Augitporphyrit der Holbáker Gegend mit den Grestener Schichten für gleichalterig. Ich aber habe am Westende des Holbák im Hoapecu-Bach erfahren, dass dieser Porphyry und Augitporphyrit hier die Grestener Schichten durchbricht; ihr Rand zeigt ein Kontaktprodukt; in der hier vorkommenden Eruptivbreccie habe ich typische Grestener weisse Quarzsandsteineinschlüsse gefunden und ich halte sogar den reichen Sulfiderzgehalt der Liaskohle für ein postvulkanisches Produkt dieser Eruptiven. So kann ich nur bemerken, dass neben Holbák der Sanidinporphyry und der Augitporphyrit jünger als der untere Lias, aber älter als der obere Jura sind, in dessen Kalksteinen bereits ihre Trümmer vorkommen. Sie sind wahrscheinlich gleichalterig mit den von hier westlich in den Páreng-, Vulkán-, Szárkő-, Godján- und anderen Gebirgen vorkommenden Oberlias-Porphyriten und Diabasen. W a c h n e r schreibt in seinem Bericht vom Jahre 1914 über die Gegend von Persány, dass dort der Diabas und der Porphyry nicht anstehend, sondern nur als aus den Konglomeraten ausgewitterte Blöcke vorkommen.⁵ Tatsache ist, dass auf diesem, von Persány nordöstlich sich erhebenden Berggrat und in seiner Nähe, im obersten Teil des Persányer- und des Poptilnica-Baches, am Piscu Strint, Faust-, Kopf-, Rumpf-grosse, seltener etwas grössere *Diabas-* und *Porphyry-*Felsblöcke auf einem ziemlich grossen Gebiet vorkommen, die ich natürlich mit den Bucsecskonglomeraten nicht identifizieren konnte. Auf dem bezeichneten Gebiet gibt es keinen so „guten Bachaufschluss“ — wenigstens zu meiner Zeit hat es keinen gegeben — in welchem sich W a c h n e r überzeugen konnte, „dass Eruptivgesteine hier nicht anstehen“. Wenn er aber wirklich überzeugt ist, dass das Eruptivum hier nur in Konglomeratform vorkommt, woher stammen dann die manchmal sehr grossen Eruptivblöcke? Doch nicht vielleicht aus der von hier mehr als 15 km entfernten Diabasmasse vom Kucsuláta? Im Jahre 1916 veröffentlichte W a c h n e r die sehr gut übersichtliche geologische Karte des mittleren Teiles des Persányer Gebirges. Er setzte den Zeitpunkt der Eruptionen (zwischen die Werfener Schiefer und Guttensteiner Kalke) pünktlicher fest, als er bisher angegeben war. Er stellte weiters

⁴ Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, 1913, pag. 126—154, Budapest, 1914.

⁵ Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, 1914, pag. 306, Budapest, 1915.

nicht nur die genauen Grenzen der Diabasmassen von Lupsa fest, sondern er gibt uns auch ein Bild der von mir nicht besprochenen Vorkommen von Vurzilor im Komána-Tale.

Das Alter der Mesoeruptionen stellte Dr. E. V a d á s z in seinem Berichte vom Jahre 1914⁶ nach den Lias, aber Dr. M. v. P á l f y fixierte auf Grund der bei der Reambulation im Jahre 1916⁷ gesammelten Beweisen die Bildungszeit derselben in der Trias, namentlich genau in oberen Teil des Keupers. Was das gegenseitige Alter der einzelnen Arten betrifft, akzeptiert er meine Feststellung, laut welcher ich im Gegensatz zu H e r b i c h und B u d a i die Porphyre für die jüngsten Gebilde halte; aber von den basischen Gesteinen hält er den Porphyrit und den Diabas für älter als den Gabbro und den Peridotit. Dies behauptet er, weil „die Serpentine treten inmitten der Porphyrite auf kleineren Gebieten auf und sind an der Oberfläche als kleine Flecken zu umgrenzen.“ Ich bemerke, dass ich echte Porphyrite (Oligoklasporphyrite), abgesehen von den am Rande der Porphyrmasse stellenweise (Töpeberg, alter Steinbruch) als dünner Rand auftretenden Übergangsgesteinen, nur am unteren Teile des Szörmálhügels, längs des Kárhágó-Baches gefunden habe, wo aber kein Serpentin vorkommt. Deshalb meine ich, dass P á l f y den porphyrisch ausgebildeten Diabas mit dem Namen Porphyrit bezeichnete.⁸ Unter dem Namen Porphyrit konnte er den Oligoklasporphyrit unter anderem schon deshalb nicht meinen, weil der Oligoklasporphyrit mit dem Porphyr auch durch stufenweise Übergänge so eng verbunden ist, dass ihre hiesige, im grossen-ganzen gleichzeitige Bildung unzweifelhaft ist. Solche, das Alter betreffende scharfe Abgrenzungen, wie P á l f y den Porphyr vom Porphyrit trennte, sind gänzlich ausgeschlossen. Ausserdem kann man im Porphyr ebenso Serpentineinschlüsse finden, wie im Oligoklasporphyrit. Auch jene Feststellung P á l f y's, dass die

⁶ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, v. Jahre 1914, pag. 254—261, Budapest.

⁷ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, v. Jahre 1916, pag. 285—293, Budapest.

⁸ P á l f y stellt auch das fest, dass das Gewebe des Gabbros und des Peridotits darauf hinweist, „dass es keinesfalls Effusivgesteine sind, im Gegensatz zu den zweifellos effusiven Porphyriten, in welchen eruptive Laven auch mit tuffartigen Bildungen abwechseln.“ (zit. St. pag. 288). Ich verstehe nicht, weshalb man diese uralte Tatsache gerade mit Beziehung auf Alsórákos neuerdings feststellen muss, da das Gegenteil, meines Wissens, bisher von niemandem behauptet wurde: denn, wie es keine „nicht eruptive Porphyritlava“ gibt, ebenso gibt es keinen effusiven Gabbro oder Peridotit: da wir ja die diesen Intrusionsgesteinen entsprechenden Arten bekannterweise mit anderen Namen benennen.

Diabase älter wären, als der Gabbro und der Peridotit, kann man im ganzen Olddurchbruch nicht verallgemeinern, nachdem jene handgreiflichen Gabbro- und Gabbroporphyrteinschlüsse, die man in den Diabasen und ihren Tuffen finden kann, dieser Annahme scharf widersprechen.

Über die Entstehung dieser basischen Eruptiven (Diabas-, Gabbro- und Peridotitarten) bin ich auf Grund der neuerdings noch mehr beobachteten stufenförmigen Übergänge der Meinung, dass diese mit geringem Altersunterschied, im grossen-ganzen gleichzeitige Gebilde sind. Diese Feststellung kann aber nicht ausschliessen, dass bei diesem basischen Magma — welches zur Erstarrung einen längeren Zeitraum beansprucht — in den in der Tiefe verbliebenen Magmateilen, vor der Erstarrung der ganzen Masse, stellenweise auch neuere Bewegungen entstehen konnten, die eventuell zu neueren Empordringen führten. Aber dass wenigstens der grössere Teil des Gabbros und des Peridotits älter ist, das bezeugen die Einschlüsse. Wir haben ferner gesehen, dass bei Alsórákos (was ich später im Borsoder Bükkgebirge und auch in der Drócsa erfahren habe,) der stufenweise Übergang nicht nur zwischen den Gesteinsarten von verschiedener Basizität, sondern auch bei den im grossen-ganzen eine ähnliche chemische Zusammensetzung besitzenden Ausbildungsformen der Gesteine besteht, was sich darin äussert, dass der Gabbro aufwärts in Gabbrodiabas, letzterer in körnigen Diabas, sodann in spilitischen Diabas übergeht. Als Grenzlinie dieser verschiedenen Ausbildungsformen können wir uns natürlich kein gewisses, bestimmtes Niveau denken, weil es selbstverständlich ist, dass z. B. der Gabbro an manchen Stellen höher liegt, als anderorts. Wenn wir nun all-dies in Betracht nehmen, verstehen wir einerseits die, bei im grossen-ganzen gleichzeitiger Bildung im Diabase befindlichen Gabbro- und Peridotit-Einschlüsse, andererseits den Umstand, dass wir in der Diabasmasse den abyssischen Gabbro und den Peridotit in solchen Formen auffinden, wie sie Pálffy entdeckte (Loc. cit., pag. 288).

Über die Mesoeruptiven des nördlichen Teiles des Persányer Gebirges wird in den Arbeiten Herbach's,⁹ Buda's¹⁰ und Szolga's¹¹ Erwähnung getan.

Ausser einem kleineren Teil der Buda'schen Aufsammlung stand mir das ganze Originalmaterial der übrigen Beschreiber zur Verfügung, ja, ich bearbeitete auch das 1899-er Material von Prof. J. v. Szádeczky. So gelangte ich zur Überzeugung, dass die Mesoeruptiven

⁹ Jahrbuch der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, V, 1878, pag. 86—100, Budapest.

¹⁰ Földtani Közlöny. 1886, pag. 211—223, Budapest.

¹¹ Fr. Szolga: Daten zur geologischen und petrographischen Beschreibung des nördlichen Teiles des Persányer Gebirges. Kolozsvár, 1901 (nur ungarisch).

aus der Umgebung von Vargyas vielleicht noch mannigfaltiger sind, als die von Alsórákos. Da ich die Gesteine dieser petrologisch sehr interessanten Gegend später einmal zu besprechen gedenke, teile ich jetzt die Resultate meiner Untersuchungen in kurzer Zusammenfassung mit.

An der Lehne des Nagysomos-Berges vom Sóskut-Bach WNW-lich kommen lauter grosskörnige abyssische Gesteine vor: uralitischer und saussuritischer *Gabbro*, *Gabbroperidotit*, serpentinisierender *Peridotit* (und Serpentin) und uralisierender *Pyroxenit*. Nördlich von hier, von Vargyas NNW-lich, kam aus dem Alsókőbánya genannten Waldteil des Hagymás-Baches ein an Bastit reicher Serpentin in die Sammlungen, welcher auf viel Bronzit enthaltenden Peridotit hinweist. In der Nähe, nördlich von dieser Stätte, im Aufschluss des Sugó-Baches kommen saure *spilitische Diabase* von der Mündung ca. 300 Schritte in ziemlich grosser Ausdehnung und Masse vor. (S z o l g a: pag. 24.) Das grösste Mesoe eruptivgebiet liegt östlich von hier, im Szármány-Bach, wo der *Gabbrodiabas* und der ophitische *Augitdiabas* vorherrschen, neben welchen auch effusiver *Spilitdiabas* vorkommt. Die hiesige grosse Serpentin-Menge stammt grösstenteils aus *Peridotit*; aber es kommt auch eine geringe Menge solchen Serpentin vor, welcher beinahe ausschliesslich aus Bastit, untergeordnet aus Iddingsit besteht, es kam also auch *Pyroxenit* in Gemeinschaft mit den Peridotiten vor. Der Pyroxen der hypabyssischen Diabase ist ausnahmslos in Uralit umgewandelt; es gibt aber auch solchen *Gabbrodiabas*, welcher wenig Pyroxen (Augit Diallag), aber auch primäre braune Hornblende enthält, so dass dieser Typus dem Szarvaskőer Gabbrodiabas (Bükkgebirge) sehr ähnlich ist. Südöstlich von Homoródalmás, längs eines Nebenbaches des Vargyas-Tales, auf dem Gyertyános-Berg befindet sich das grösste Vorkommen des nördlichen Teiles, von welchem S z o l g a schreibt: „sie bilden am südöstlichen Teil des Gyertyános-Berges, im Waldteile Godva einen ansehnlichen Kegel und stehen mit mesozoischen Kalksteinen in Verbindung“ (loc. cit. pag. 24). Hier kommt schlackige *Orthoklasporphyrlava* und sehr schlackiger *Spilitdiabas* und *Diabasporyrit* vor. Endlich erwähne ich ein kleines Vorkommen, nahe zum Gyertyános-Berg: den „Melaphyr“ von S z o l g a, östlich im Dasmogyorós benannten Waldteil. An dieser Stelle kommt *Uralitdiabas* von hypabyssischem Typus und *Gabbrodiabas* vor. Typischen Gabbro gibt es hier keinen.

Wie also ersichtlich, kommen in diesem nördlichen Teil des Persányer Gebirges unter den Mesoe eruptiven hauptsächlich Gesteine von abyssischer (*Gabbro*, *Peridotit*, *Pyroxenit*) und hypabyssischer (körniger *Diabas*, *Gabbrodiabas*) Ausbildung vor; typische Effusiven (*Porphyr*,

Spilitdiabas, Diabasporphyr) kann man nur an zwei Stellen finden und nur an einer derselben auf bedeutenderem Gebiet. *Es ist eigentümlich, aber wahr, dass der Melaphyr nicht einmal auf den Gebieten dieser basischen, resp. ultrabasischen Eruptiven zu finden ist.*

Das Bihar-Gebirge.

Aus dem eigentlichen Bihar-Gebirge enthält das Museum nicht viele Paläo- und Mesoeruptivgesteine. Ich konnte nur die Aufsammlungen von J. v. Szádeczky und von P. Rozlozsnik untersuchen. Der an das Siebenbürgische Erzgebirge grenzende Teil des Gebirges ist in dieser Beziehung schon viel mannigfaltiger, auch auf Grund der Sammlungen von P. Rozlozsnik, J. Pethő und K. v. Papp. Die aus der Untersuchung der Gesteine erhaltenen Ergebnisse teile ich im Rahmen der sich auf sie beziehenden Literatur kurz im folgenden mit:

Die wichtigste Stätte ist die Umgebung von Rézbánya, deren Eruptiven von J. v. Szádeczky petrographisch beschrieben wurden.¹² Hier tritt mit dem Permsediment in Verbindung *Quarzporphyr* und *Quarzporphyr*it auf (Prislop, Glavoj, Muncsel, Fagu), mit diesem auch *Diabas* und *Diabasporphyr*it im Muncsel-Bach, beim Anfang der grossen Einrutschung des Száraz-Tales, im Zajos-Bach, ferner im Csuncs-Bach. Unter diesen sind besonders die längs des Csuncs (Copile) vorkommenden typische Diabasarten. In der zweiten Gruppe der Eruptiven sind *Porphyrite* enthalten (Biotit-, Amphibol-, Pyroxenporphyrite), deren Gangnetze längs der Werkstätten von Rézbánya gut aufgeschlossen sind. Von hier zieht der Gangschwarm gegen Osten auf das Sandsteingebiet von Gelisoja Szturu hinüber, von wo er sich gegen die berühmte Ganggruppe des Száraz-Tales wendet, wo diese Gänge mit einer zentralen *Granodiorit*-Masse im Zusammenhange stehen und zur in der Kreide begonnenen vulkanischen Serie gehören. Der grösste Teil der Száraz-Taler Gänge¹³ ist *Dioritporphyr*it (ein analysierter Typus enthält 56.56% SiO₂) und *Mikrodiorit* (das analysierte ophitische Gestein enthält 53.24% SiO₂). Im Jahre 1905 hat J. v. Szádeczky¹⁴ bei der Aufnahme der Gebiete von Galbina und Biharfüred, unweit des Bugyásza-Tales und der kleinen Sesztina-Wiese basischen *Augitdiabas* gefunden, der ebenfalls in Gangform erscheint, ferner fand er am Westfusse des Kusztura von Biharfüred, auf der rechten Lehne des Zepogy-Baches *Dioritporphyr*it und im oberen Jád-

¹² Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1914, pag. 166—179, Budapest.

¹³ Múzeumi Füzetek Tom. I. 1906, pag. 94—116, Kolozsvár, 1908.

¹⁴ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1905, pag. 144—170, Budapest.

Bach abyssischen und hypabyssischen *Diorit*, der beinahe unmerklich in *Dazit* übergeht. Dies sind ebenfalls Oberkreide-Paläogenegebilde, wie der Granodiorit selbst.

P. Rozlozsnik bespricht in seinem Bericht vom Jahre 1905¹⁵ den an vielen Stellen der Umgebung von Rézbánya (auf der aus der Gemeinde zum Hochofen führenden Strasse, der Mündung des Potyatalles gegenüber, am Blidar, am Poján, dem Tyusului-Tal gegenüber u. s. w.) zwischen den Karbongebilden befindlichen *uralitischen Diabas*, der überall in dünnen Gängen vorkommt. Aber er erwähnt den *Diabas* auch zwischen den jüngeren Eruptivgesteinen (längs der sich zwischen dem Vidraer Forsthaus- und dem Graitore-Gipfel durchziehenden Bruchlinie) ebenfalls in dünnen, manchmal nur in 0.5 m-igen Gängen. Die P o s e p n y'schen Melaphyre nennt R o z l o z s n i k wegen ihres mit den Gesteinen der granodioritischen Reihe übereinstimmenden Alters, Olivindolerit resp. olivinischen Trapp. Solche Gesteine sind jene, die aus dem Blidarer Erzsebet-, Tömzs- und Funtineli-Aufschlüssen stammen. Meine, bei der Prüfung der Sammlung R o z l o z s n i k's erhaltenen Daten stimmen mit seinen petrographischen Ergebnissen vollkommen überein,¹⁶ deshalb teile ich von meinen Untersuchungen nur so viel mit, dass auf die von mir untersuchten „olivinischer Trapp“ benannten Gesteine die Benennungen *Olivindiabas* und *Gabbrodiabas* ausser anderen Gründen schon deshalb gut passen, weil ihre ganze Erscheinung, ihre Struktur u. s. w. auf *Diabas* hinweist. Paläoeruptiven sind im Aufnahmegebiete R o z l o z s n i k's jene *Prophyroide*, die in zwei mächtigen Zügen in der Nähe der Gajnaspitze vorkommen. Um vieles weniger zusammengedrückte Gesteine sind jene *Quarzporphyre*, die westlich von Rézbánya, bei Lapus und Girda auf kleinen Gebieten in permische Sedimente eingelagert vorkommen.

Nach den Eruptiven des eigentlichen Bihar-Gebirges erwähne ich als Nachtrag, dass auf den südlichen, sich dem Siebenbürgischen Erzgebirge anschliessenden Ausläufern ausser P. R o z l o z s n i k auch Dr. J. P e t h ő arbeitete.¹⁷ Auf diesem, mit ebensolchem Recht auch

¹⁵ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1905, pag. 122—143, Budapest, 1906.

¹⁶ In den Dünnschliffen dieser Gesteine sind ausser den von R o z l o z s n i k bereits erwähnten Mineralien noch der Biotit, der braune Amphibol, der Rutil und der Chlorit erwähnenswert. Ihr Feldspat gehört vorherrschend in die Bytownitreihe, ihr Olivin ist grösstenteils umgewandelt. Auffallend sind die vielen Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse im Augit.

¹⁷ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1894, pag. 49—85, Budapest, 1897

zum Erzgebirge einteilbaren Gebiet ist das manchmal in Gesellschaft von Tithonkalkstein vorkommende alte Eruptivum sehr abwechslungsreich. P e t h ő¹⁸ erwähnt von der Kishalmágyer Gegend (Eingang des Szirb-Tales) *Augitdiabasporphyrit*, von Brusztur (Valye Petri) und Ócs (Magulicsa), *ophitischen Augitdiabas* u. s. w. auf Grund der Bestimmungen Fr. Schafarzik's. Ausserdem beschreibt er die *Granitmasse* samt ihrem *Diorit-Rand*. Auf Grund seiner Beschreibung und meiner Untersuchungen dieser Gesteine glaube ich, dass das Verhältnis zwischen dem Vosdócser Granitit und dem Diorit ein solches ist, wie bei Soborsin.¹⁹ Der Soborsiner Granit stammt aber aus der Kreidezeit, den von Vosdócs hingegen hält P e t h ő für ein älteres vulkanisches Gestein, trotzdem, dass seine Verwandtschaft damit auch durch die Identität der Randgebilde (Diorit, Quarzdiorit) und das Gangfolge (Mikrogranit) gesteigert wird. Als ein besonders interessantes Vorkommen beschreibt P e t h ő den Magulicsaberg von Ócs, wo sich die *Diabas-Masse* aus neogenem Andesittuffgebiet erhebt. Von dieser Stätte kenne ich aus den 1903-er Aufsammlungen von K. v. P a p p ausser dem ophitischen und spilitischen *Augitdiabas* auch *Diabastuff*. K. v. P a p p beschreibt im Jahre 1905²⁰ das Mesoeruptivgebiet der Gegend von Ribice—Vaka—Zsunk. Der Grösste Teil der von hier stammenden Gesteine ist *Augitporphyrit* und *Augitporphyrittuff*, ein kleinerer Teil ist *Quarzporphyr*. Den Einschlüssen nach scheint der Quarzporphyr jünger zu sein, was v. P a p p auf geologischer Grundlage bereits feststellte.

P. R o z l o z s n i k arbeitete im Jahre 1906²¹ ebenfalls auf diesem Grenzgebiet und sammelte ober Kishalmágy im Szirb-Tale *Augitporphyrit* und *Augitporphyrittuff* und NO-lich von Obersia ebenfalls *Augitporphyrittuff*. Neben dem Kalkfelsen vom Tomnatek und auf dem Capu Dealuluj hat er *Porphyrit* und *Porphyrittuff* beobachtet. Auf Grund der Vorkommensverhältnisse hält er die Oligoklas enthaltenden Porphyrite für unterkretazeisch. Die Umgebung vom Tomnatek wäre also das Bindeglied zwischen den prädoggerischen (triassischen) Eruptiven des Erzgebirges und den oberkretazeischen Eruptiven des Bihar-Gebirges. Interessant ist ferner, dass die Eruptiven aus der Umgebung des Tomnatek bezüglich ihres Alters in eine enge Verbindung mit den aus der Kreidezeit stammenden Granit- und Oligoklasporphyritvorkommen der Soborsiner Gegend gelangen. Ähnliche Unterkreideeruptiven kommen noch am

¹⁸ Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1894. pag. 4.

¹⁹ A m. kir. Földtani Intézet Évi jelentése, 1917, pag. 110—156, Budapest, 1923.

²⁰ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1905, pag. 63—72, Budapest, 1907.

²¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1906, pag. 78—96, Budapest.

östlichen Rande des Erzgebirges, bei Kisompoly und Csáklya vor, richtiger: bisher wurden nur diese sicher nachgewiesen.²² Von aussergewöhnlicher Wichtigkeit ist auch, dass Rozlozsnik die in den Gemarkungen von Lungsora, Vosdócs, Szirb u. s. w. vorkommenden körnigen Eruptiven, die *Granitit-, Quarzdiorit-, Dioritporphyr*it und andere Arten mit ausgezeichnetem Gefühl bereits unter den Gesteinen der granodioritischen Reihe bespricht. *So ist also die Verbindung zwischen den aus der Kreidezeit stammenden Eruptiven der Cserbia- und Soborsiner Gegend und den Eruptiven vom Bihar noch enger und so werden beide Gegenden wirklich organische Glieder jenes riesigen eruptivbogens, welcher weit im Norden beginnend, mit Vermittlung der im Bihar an 2 Seiten des Nagybihar befindlichen granodioritischen Gänge von der Nagyhalmágyer Gegend in die Drócsa, von hier durch die Pojana Ruszka in die Banater Gebirge und dann auf den Balkan hinüberzieht.*

Das BÉL-Gebirge (Kodru Moma).

Der grösste Teil des sich zwischen der Schwarzen und Weissen Kőrös hinziehenden BÉL-Gebirges wurde von Dr. J. Pethő geologisch aufgenommen, von 1886 an mit kleineren Unterbrechungen bis 1902. Seine Aufnahmen wurden im Jahre 1903 von Dr. H. v. Böckh, in 1904 von Dr. K. v. Papp, in 1905 von Dr. O. Kadić ergänzt. Die von Pethő gesammelten Gesteine hat Dr. Fr. Schafarzik bestimmt, der damals sämtliche Eruptiven des BÉL-Gebirges monographisch aufarbeiten wollte. Zu seinen Bestimmungen habe ich trotz meiner eingehenden, detaillierten Untersuchungen kaum etwas hinzuzufügen, weshalb ich mich hier auf die Zusammenfassung der Ergebnisse beschränke.

Die namhafteren Paläoeruptivgebiete im Aufnahmesterrain Pethő's sind ausser den sich am Grate des Kodru und neben diesem hinziehenden mächtigen *Quarzporphyr*-Zügen aus der Permepoche und ausser der mit ihnen wahrscheinlich zusammenhängenden *Granit*-Masse: die *Diabas*- und *Diabastuff*-Gebiete von Ravna—Nadalbest und Brihény, ferner die kleineren in den Gemarkungen von Szakács, Barest, Sust, Kolesd und Urzesd. Er setzt die Zeit der Ausbrüche in das Perm und hält die „an manchen Stellen des Monyásza- und Ravna-Tales in beträchtlichen Massen“ vorkommenden „*Diabastuffe*“ mit geringem Altersunterschied für ältere Gebilde, als die massigen *Diabase*. Laut der im Berichte²³ mitgeteilten und aus meinen Untersuchungen gewonnenen Daten kommt in der

²² Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1915, pag. 364—382, Budapest.

²³ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1889, pag. 28—51, Budapest.

Gegend von Ravna ziemlich feinkörniger, ophitischer *Augitdiabas*, teilweise aber auch dichter *Spilitdiabas* vor, unter welchem auch viele auffallend unversehrte und frische Abarten vorkommen. Beträchtlich ist ferner auch die Menge des *Diabastuffs*, obzwar sich ein Teil der Pethő'schen Diabastuffe als *gepresster Diabas* erwies.

Von der Nadalbester Hälfte desselben Paläoeruptionsgebietes lesen wir im Berichte Pethő's,²⁴ dass das Eruptivum nur am Prislop-Berg ansteht. Der grössere Teil desselben ist *Spilitdiabas*, der *Diabasporyrit* ist seltener (Prislop-Berg, Tőz-Bach, Haupttal von Monyásza). Im Jahre 1891 arbeitete Pethő auch in der Ravnaer Gegend. Die Bestimmung seiner gesammelten Gesteine hat Dr. K. v. Papp im Jahre 1904 veröffentlicht und ausser den *Diabasporyriten* (linkes Ufer des Monyásza-Tales, südwestliche Lehne des Runku Boroj-Baches) erwähnt er auch interessante *Kontaktgesteine* und einen *Melaphyr*.²⁵ Der Fundort dieses Melaphyrs ist „Valye Tirsze, dem Cserbasza-Berg von Monyásza gegenüber“ und in seinem umgewandelten Zustande kann man noch erkennen, dass er dem aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge (neben Székelyhidas) besprochenen Melaphyr²⁶ ähnlich ist. Von ebendiesem Fundorte habe ich in der Sammlung Pethő's auch *Oligoklasporphyrit* gefunden, aber unter den 1891-er (VIII. 30) Gesteinen befindet sich auch *Gabbrodiabas* von der Fundstätte „Monyásza, Megyes-Tal, rechtes Ufer, östlicher Eingang.“

Von den Diabasen der Umgebung von Brihény teilt Pethő mit,²⁷ dass der Diabas jünger als der Felsitporphyr ist. Aus der Umgebung von Brihény (Vrfu Ciceri, Padure Osoi u. s. w.) habe ich sehr dichten *spilitischen Diabas*, sehr frischen *ophitischen Augitdiabas* (V. Popii) und *Diabastuff* (V. Izbuk) bestimmt. Von den kleineren Vorkommen erwähnt Pethő noch jenes neben Szakács, wo der *ophitische Augitdiabas* „in einem grösseren Seitenarme des Szakács-er Haupttales . . . in quarzigem Phyllit Intrusionen bildend . . . hervorbricht.“ Im Jahre 1901 kartierte er auch in der Gegend von Tarkaića, aber darüber konnte er infolge seines eingetretenen Todes nicht mehr berichten. Der von hier stammende *Diabas* ist stark umgewandelt und besteht aus glimmerigen Plagioklaslamellen, chloritischem Augit und leukoxenischem Ilmerit. In dem von der Gegend zwischen Vaskóh und Barest mir zu Gebote stehenden Mate-

²⁴ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1894, pag. 49—85, Budapest.

²⁵ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1904, pag. 62—100, Budapest.

²⁶ Földtani Közlöny XLVI, pag. 148—169, Budapest, 1916.

²⁷ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1892, pag. 69—107, Budapest.

rial ist ziemlich viel *Quarzporphyr* vorhanden, der gerade so zusammengedrückt ist, wie die ähnlichen Gesteine des Kodru-Grates.

In der Gegend von Tarkaica hat Dr. H. v. Böckh im Jahre 1903 ergänzende Aufnahmen vollzogen. Nach seiner Beobachtung²⁸ ist der *Quarzporphyr* auf den *Diabas* und den *Diabastuff* gelagert; er hält also im Gegensatze zu Pethő den *Diabas* für älter, und zwar hält er ihn samt seinem Tuffe für permisch. Westlich und südwestlich von Tarkaica sind ausser mehreren kleinen Flecken drei grössere *Diabasgebiete* auf der Karte bezeichnet (XXVI—19), in den Aufschlüssen des Baches Valea Cea Mica und des Tarkaica-Baches, ferner südlich von hier, an der Nordseite des Rajniti-Berges. Das *Diabasegebiet* von Ravna-Nadalbest wurde von Dr. K. v. Papp im Jahre 1904 reambuliert.²⁹ Aus seiner Aufsammlung erfahren wir, dass hier hauptsächlich *spilitischer Diabas* und *Diabasporphyr* vorhanden ist, neben welchem ausser dem bereits erwähnten *Melaphyr* auch *Pikrit* vorkommt (unter Strikoj beim 226. Werksbahnprofil Dyke in der Juraablagerung). Ausserdem habe ich in v. Papp's Sammlung noch mehrere interessante Gesteine gefunden. Ein solches ist jenes *Diabasagglomerat*, welches v. Papp im Jahre 1904 in Menyháza, dem Schmelzofen gegenüber sammelte (Einfallen: 40° SW.). Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus rotbraunen, bis 1 mm hinabsinkenden, eckigen oder rundlichen Spilitdiabasstücken, deren Kittsubstanz teilweise von Limonit gefärbt, sehr feiner Glasstoff mit winzigen Weisslimmerlamellen, teilweise Quarz und Kalzit ist. Dr. O. Kadić sammelte im Jahre 1905 ausser an den erwähnten Orten *Diabastuff* in den Umgebungen von Henkeres, Köszvényes und Gyigyisen.

T. v. Sontagh, M. v. Pálffy und P. Rozlozsnik begannen im Jahre 1909 eine neuere Reambulation des Bél-Gebirges im Interesse der monographischen Bearbeitung³⁰. Ihre Arbeit aber haben sie erst im Jahre 1912 fortgesetzt, und zwar jeder separat. Rozlozsnik reihte in seinem Berichte f. 1912³¹, die *spilitischen und körnigen Diabase* unter die jüngeren paläozoischen Gebilde. Einige der gesammelten Gesteine wurden von Dr. K. Emszt analysiert, was ergab, dass der *körnige Diabas* von Menyháza viel basischer ist ($\text{SiO}_2 = 47.39\%$ und 46.91%) als der Berkényer *spilitische Diabas* ($\text{SiO}_2 = 55.23\%$). Interessant ist die grosse Menge des Na_2O , besonders im Spilit von Berkény (6.03%), was

²⁸ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1903, pag. 155—169, Budapest.

²⁹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1904, pag. 62—100, Budapest.

³⁰ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1909, pag. 127—132, Budapest.

³¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. f. 1912, pag. 87—101, Budapest.

Rozlozsnik aus Albitisierung erklärt. Ich bemerke, dass die übrigen chemischen Bestandteile des Berkényer Spilits, aber auch das Gestein selbst viel Verwandtschaft mit den Oligoklasporphyriten zeigt. Rozlozsnik wies ausserdem auch nach, dass der in der Nähe der letzten Hausgruppe der Gemeinde Kimp, auf der Lehne ober dem Weg vorkommende Pethő'sche Diabas eigentlich *Pikrit* ist. v. Pálfy schreibt in seinem, ebenfalls für 1912 gegebenen Bericht, dass die Diabase und die mit diesem in Verbindung stehenden *Keratophyre* und *Quarzporphyre* nur als Laven zu betrachten sind (pag. 110). Interessant ist, dass die ganze Erscheinung, die Struktur u. s. w. eines beträchtlichen Teiles der untersuchten hiesigen Diabase von einer hypabyssischen Entstehung zeugt.

Wenn wir jetzt das von den basischeren Eruptiven des Bél-Gebirges gesagte summieren, sehen wir, dass *unter diesen die sich auf kleinere Gebiete ausbreitenden Diabase, Diabasporyrite und deren Tuffe vorherrschen*. Unter den Diabasen spielen die *effusiven Spilite* und die hypabyssischen *Ophite eine wichtige Rolle*. Neben diesen kommt der *Pikrit* nur spärlich vor und die *Melaphyr-Familie* wird in allen Aufsammlungen nur durch ein einziges Exemplar vertreten.

DIE GRANITE UND KRISTALLINISCHEN SCHIEFER DER INOVEC-, ZOBOR-, TRIBECS- UND ZJAR-GEBIRGE.

(Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1917—1918.)

Von Zoltán von Tóborffy.

In den Jahren 1917 und 1918 setzte ich meine Studien in den Nordwestkarpaten fort. Vor allem wollte ich feststellen, auf welches Eruptivgestein die Metamorphose des in der Gemarkung von Modor gelegenen Kontaktkalkes mit Granat- und Vesuvianfels zurückzuführen ist. Ich musste sofort an den Granit denken, da ich den von hier beschriebenen Diabas in der ganzen Gegend nicht auffinden konnte. Der irrtümlich für einen Diabas gehaltene graue, kalksilikathaltige Hornfels und der Kontaktkalk beschränken sich auf den Dolinka-Berg und den benachbarten Dlha-Hügel. Der Kontakt ist am oberen Rand der Transnith-Weingärten aufgeschlossen, wo die 30—50 cm mächtigen Gänge eines leukokraten Eruptivgesteins den Kalkstein meist in der Richtung seiner Bänke durchdringen. Das Sediment wurde in eine beinahe karbonatfreie, grün und braun gebänderte, insgesamt kaum 1.5 m mächtige, dichte Silikatmasse verwandelt.

Dieser Serie schliesst sich in einem weiter NW-lich gelegenen kleinen Aufschluss ein von verkieselten Kalkplatten durchsetzter, toniger Schiefer und schliesslich ein dünnblättriger, reiner Tonschiefer an. Der verkieselte Kalkschiefer enthält dunkelgraue Kalklinsen und Knoten, sowie auch Reste des phyllitischen Tonschiefers, von denen die metamorphe Serie entstanden sein dürfte.

Der verkieselte Kalk ist auf dem Hang des Dolinki-Berges bis zum Gipfel Schritt für Schritt anzutreffen, doch erlangen neben demselben allmählich der fleckige Schiefer und der dunkle, dichte Cordierit-Hornfels das Übergewicht, welches letzterer an dem vom Forstamt gegen N führenden Weg wiederholt anzutreffen ist. Am Gipfel liegen bloss Reste all dieser Gesteine auf der einheitlich erscheinenden Granitmasse umher.

Das aplitische, etwas porphyrische, hellfarbige Material dieses Granits erinnert an die bei den Weingärten aufgeschlossenen Gänge, die nur an der Grenze des Kontaktkalkes hier und da spärliche, aber ziemlich dicke Amphibolprismen und bräunliche oder graugelbe Titanitkristalle

enthalten. Das Gestein ist jenem ähnlich, das ich in meinem letzten Bericht¹ aus den aufgelassenen Stollen hinter dem Badegebäude von Bazin, aus dem Steinbruch am Donauufer bei Pozsony und überhaupt längs der Linie Zerge-Berg—Récse erwähnte, unterscheidet sich aber unbedingt von dem die Hauptmasse des Gebirges bildenden Biotitgranit. In Anbetracht seiner massenhaften Verbreitung lässt es sich auch kaum als einfacher, aplitischer Gang des fundamentalen Granits deuten. Es ist vielmehr wahrscheinlich, dass man hier einer von Hainburg gegen Récse ziehenden einheitlichen oder gegliederten Masse gegenübersteht, die jünger ist, als der fundamentale Granit und mit ihren Apophysen in die Sedimente eindringt. Auch der Kern des Dolinki dürfte einen Stock dieses Zuges darstellen, der durch die dunklen Cordierit-Hornfelse, erzführenden und fleckigen Schiefer seines engeren Kontakthofes und aussen — wenn auch nur in Flecken — durch verkieselte Kalke umschlossen ist. Der von braunen Biotitschichten erfüllte kristallinische Schiefer (Wagner-Berg, Bazin) und der Intrusionen enthaltende Gneis hingegen, die in den Nordwestkarpaten so allgemein verbreitet sind, dürften mit der ersten Graniteruption zusammenhängende Kontaktprodukte sein, die dann auch von Ästen des späteren Magmas durchdrungen werden konnten. Wenn die metamorphosierte Kalke zu der Ballensteiner Fazies gehören (Beck), so ist die jüngere Graniteruption viel jünger, als bisher angenommen wurde.²

I n o v e c.

Im S-lichen Ausläufer des Inovec-Gebirges, in der isolierten kleinen Granitinsel neben Galgóc ist nur der völlig zersetzte Grus eines biotitführenden, granitoiden Gesteins anzutreffen. Wahrscheinlich ist es eine mit dem Gestein des Zobor-Berges übereinstimmende Dioritabart. Hierfür spricht auch der viel frischer erhalten gebliebene Aplit, der es begleitet und an jenen oberhalb Nyitrabajna erinnert. Letzterer hängt aber mit einem granitoiden Gestein zusammen, das makroskopisch mit dem Quarzdiorit des Zobor-Berges übereinstimmt.

Der Granitkern des eigentlichen Inovec-Gebirges ist im allgemeinen weniger denudiert, wie jener der Kleinen Karpaten. Dies gilt besonders für den Abschnitt N-lich der Linie Kővárhely—Ólehota, während S-lich davon der Granitkern bereits häufiger unter der kristallinischen Schiefer-

¹ Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1916, pag. 150.

² Ob das Gestein ein Granit oder eventuell ein Diorit ist, wird durch Detailuntersuchungen zu entscheiden sein. Letzteres ist nicht ausgeschlossen, da nach meinen Beobachtungen in den Inovec- und Zobor-Gebirgen ein Teil der Granite der Kleinen Karpaten sich als Quarzdiorit entpuppen dürfte.

decke auftaucht. Den Granit selbst traf ich eigentlich nur in der Nähe von Nyitrabajna an, während weiter N-lich höchstens veränderte Teile desselben unter der gewaltigen Sedimentgneisdecke hervortreten.

Die Kontaktwirkung des Granits ist im Granitfleck S-lich vom Moravaner Ostry vrh und seinem kristallinen Schiefersaum gut sichtbar. Die Grenze, die *Ferenczi* zwischen dem Granitkern und den Schiefen zog, ist jedenfalls ein ursprünglicher Kontakt der beiden und keine zufällige Überschiebungsfläche.

Am Grat des von Pöstyén O-lich gelegenen Zlodi vrh nordwärts schreitend, tritt man unterhalb der Kote 472 m aus dem Permquarzit in die Zone des bräunlichroten Glimmerschiefers resp. Paragneises über, die wahrscheinlich auch hier, wie in den Kleinen Karpaten ein kontakt-metamorphes Produkt der alten Tonschiefer darstellt. Struktur des Gesteins lepidoblastisch, mit allen Übergangsstufen bis fast granoblastischen Varietäten. NO-wärts, gegen die freie Granitoberfläche vorschreitend melden sich die Durchbrüche und Intrusionen des Granits und im Zusammenhang hiermit auch die Paragneise immer häufiger. Letzterer hat seine Schieferung oft gänzlich eingebüsst und zeigt den Habitus eines feinkörnigen Zweiglimmergranits, in dem nur die panidiomorphe Ausbildung, sowie die beinahe regelmässige, tafelige Gestalt des Biotits und Muskovits auf den sekundären Ursprung des Gesteins verweist.

Der Granit selbst erinnert in seinen tieferen Horizonten an das Gestein der Kleinen Karpaten der Gegend von Modor, enthält aber weniger Biotit, hingegen ziemlich viele braune Granatkörner. Im oberen Abschnitt des Moravaner Haupttales wird die Struktur einigermassen gneisartig. Die in zwei Generationen, namentlich in grösseren und kleineren Körnern resp. Schuppen ausgebildeten Quarze und Biotite verleihen dem Granit einen porphyrischen Charakter. Verwitterte Stücke rötlich getönt, das im Tal des Skaliczni-Baches gefundene frische Gestein bläulich grau. In einem ebendort gesammelten, feinkörnigen, dunkelgrauen Gestein vermutete ich das Material des von *Ferenczi* erwähnten Ganges.³ Es ist ein durch Injektionen granoblastisch gewordener kristallinischer Schiefer. Der Gang *Ferenczi's* ist feiner körnig, noch dichter, ähnlich dem Gestein, das ich in den Kleinen Karpaten oberhalb Récse beobachtete.⁴

Ferenczi's Beschreibung der Granite dieses Gebietes ist zutreffend, nur seine Behauptung: aus den Pegmatitgängen würde der Biotit konsequent fehlen, muss berichtigt werden. Ich beobachtete oft, dass der äussere Rand des die kristallinen Schiefer durchbrechenden Ganges ein

³ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1915, pag. 149.

⁴ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anst. für 1916, pag. 144.

weisser Aplit ist, der einwärts mit zunehmendem Muskovitgehalt in Muskovitgranit übergeht, auf den grobkörniger Pegmatit mit gestrecktem Biotit- (Eukamptit-) und Muskovitplatten folgt. Das Innerste des Ganges ist meistens von sprödem, reinem Quarzit ausgefüllt.

Das zweite grössere Granitgebiet, das von Szentmiklósvölgye gegen SO, bis zur Gemarkung von Lipovnok und Kakasfalva reicht, zeigt die Kontaktregion bloss am oberen Rand. Der echte Granit wird aber hier im allgemeinen vom Aplit vertreten. Dementsprechend sind auch die Produkte der Injektionen helle, biotitfreie, oder -arme kristallinische Schiefer mit auffallend zahlreichen rosafarbigem, seltener braunen Granaten.

Der Aplit ist nur in den dünneren Gängen von ausgesprochen epiphysischem Charakter feinkörnig und dicht, wo er in Pegmatit übergeht. Vorherrschend ist eine gröberkörnige, poikilitische und granophyrische Quarz—Feldspat-Kombination, die stellenweise ganz porphyrisch ist, nicht selten reichlich Muskovit enthält, also vom typischen Aplit ziemlich abweicht. Diese leukokrate Gesteinsart ist vom Moravaner Ujmajor (Neuer Meierhof) S-lich und O-lich, im Gebiet des Kamenna vrata und Kostolní vrh, sowie auf den Höhen oberhalb Dolina so massenhaft verbreitet, dass sie kaum auf einfache Gänge zurückgeführt werden kann. Ich sehe zwei Möglichkeiten. Nach der ersten wäre der „Aplit“, resp. der „Muskovitgranit“ (Muskovitgneis) die äussere Hüllenfazies des Granitlakkoliths, ähnlich der gewaltigen Granulitregion in Sachsen, welche die Plutonit—Schizolith-Kruste eines grossen Granitlakkoliths bildet und ebenfalls aus granophyrischen Apliten mit roten Granaten oder Biotit besteht, wobei die aussen gneisartige Struktur einwärts allmählich in die körnige des Granits übergeht, was auch ich in der Gegend von Bazin und im Inovec-Gebirge beobachten konnte. Nach der zweiten Möglichkeit würde der Aplit ein in der Tiefe differenziertes Spaltungsprodukt des granitischen Magmas darstellen, das den Lakkolith durchbrechend an dessen Oberfläche gelangen, dort zwischen die Schiefer seines Kontakthofes eindringen und in so entfernte Regionen vordringen konnte, wohin von der ersten Graniteruption nichts mehr hinkam. Hierdurch konnten die Kontaktbildungen des Lakkoliths weiter metamorphosiert werden. Der grosse Aufschluss am Rössler-Berg bei Pozsony⁵ bezeugt unverkennbar, dass einzelne schizolithische Magmaströme bereits vor der Erstarrung der Hauptmasse nachdrängten. In solchen Fällen kann man selbstverständlich nur verschwommene Grenzen erwarten. Es sind aber auch Aplit—Pegmatit-

⁵ Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1916, pag. 138, 139.

Gänge anzutreffen, die sich vom Granit scharf abheben, ja sogar durch eine sekundäre Glimmerschicht von demselben isoliert sind, also bereits zwischen starren Wänden empordringen mussten. Gehört das ursprüngliche Material der aus den kleinen Karpaten oben beschriebenen Kontaktkalke tatsächlich in die Ballensteiner Fazies, so konnte der Zeitraum des Empordringens der Schizolithe bis zum Lias reichen.

Nach einer mündlichen Mitteilung F e r e n c z i's ist in den oberen Abschnitten des Inovec-Gebirges am Kontakt der Granite und kristallinen Schiefer der Biotitgranit und nicht der helle „Muskovitgranit“ vorherrschend ausgebildet. Dies scheint meiner Ansicht widerzusprechen, wonach die leukokraten Gesteine die oberen Horizonte bezeichnen. Da aber die Aplit-, (Granulit?) resp. Muskovitgneis-Region auch in Sachsen keine einheitliche, zusammenhängende Hülle um den Granitkern bildet, ist es möglich und wahrscheinlich, dass die kristallinen Schiefer bei uns stellenweise mit Biotitgranit in Berührung treten. Der biotitfreie Granit charakterisiert bestimmt die Krustenpartie des Lakkoliths.

In der oberen Hälfte des Inovec-Gebirges ist Granit kaum und Orthogneis nur sporadisch anzutreffen, vom Granitkörper gelangen höchstens Apophysen an die von den Paragneisen der kristallinen Schieferhülle bedeckte Oberfläche herauf. Die wenigen Granitgneise, die ich hier vorfand, sind entweder reine Muskovitgneise oder führen nur sehr spärlich primären Biotit. Die dunkler graue Farbe des stengeligen- und Augengneises an der NW-Lehne unterhalb des Inovec-Gipfels rührt in erster Reihe von den Rauchquarzen her. Im Steinbruch des Zeleznica-Tales bei der Kote 294 m ist ein zäher, gneisartiger Granit aufgeschlossen, der neben dem Quarz und Feldspat nur in grossen Abständen grauen Glimmer, u. zw. vorwiegend Muskovit, untergeordnet ausgebleichten Biotit enthält.

Die amphibolführenden Schiefer sind hier — besonders im oberen Abschnitt des Gebirges von Kővárhely bis zum Gipfel des Inovec — weiter verbreitet, wie in den Kleinen Karpaten. Ihr Verhältnis zu den anderen Gesteinen lässt sich nur an einer Stelle: NW-lich von Aranyosd, in einem Aufschluss unweit der Endstation der zur Stara Hora führenden Industriebahn beurteilen, wo ein gewaltiger Aplit—Pegmatit-(Granulit-) Gang zwischen die Bänke des Augengneises eingekeilt ist, an dessen Grenze der ursprüngliche Biotitgneis in einen Zweiglimmergneis verwandelt wurde. Neben dem Pegmatit folgt ein durchschnittlich 1 m mächtiges, amphibolitführendes Biotitgneislager mit allmählichem Übergang in den reinen Biotitgneis. Der typische Amphibolit wurde dem Anscheine nach abgebaut und bei der Bahnstrecke verwertet, so dass nur Trümmer

desselben umherliegen. Trotzdem geht es aus den Verhältnissen des Vorkommens mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit hervor, dass seine Entstehung hier nicht auf einen Diabas zurückzuführen ist.

Zobor- und Tribecs-Gebirge.

Die petrographische Übereinstimmung des kristallinen Kerns der beiden Gebirge spricht dafür, dass dieselben unter der Sedimentdecke zusammenhängend, einen SW—NO-lich gestreckten Granitlakkolith bilden. Der gelbe Titanitkristalle enthaltende, charakteristische Granit des städtischen Steinbruches von Nyitra kommt auch im Tribecs, der für den letzteren so bezeichnende, grobkörnige, gepresste Granit und Augengneis auch im Zobor vor. Für beide charakteristisch ist eine hell grünlichgraue, an einen Augengneis erinnernde, schieferig ausgewalzte Granitarkose, deren schönste Stücke ich NW-lich von Gerencsér und oberhalb Ghymes vorfand.

Die freie Oberfläche des Massivs besteht etwa bis zum Nagytribecs hauptsächlich aus Augengneis, richtiger gepresstem Granitgneis, während weiter aufwärts der minder kataklastische, normale Granit das Übergewicht erlangt. Das Gewölbe des Lakkoliths scheint noch zur Zeit der Existenz des alten Schiefermantels bedeutende Dislokationen erlitten zu haben, wobei seine Gesteine in Orthogneise verwandelt wurden. Durch die spätere Abtragung wurden dann die unveränderten tieferen Granitmassen nur stellenweise aufgeschlossen. Ich habe den Eindruck gewonnen, dass der in Rede stehende Gebirgsbogen eine NW—SO-liche Verschiebung erlitten hatte, wobei besonders der mittlere Abschnitt des Bogens eingedrückt wurde, während die beiden Endpunkte: der Zobor und der Razdjel weniger litten.

Den Granitkern des Zobor—Tribecs—Razdjel-Zuges kann ich ebensowenig für das Produkt einer einheitlichen Eruption betrachten, wie jenen der Kleinen Karpaten oder des Inovec. Zuerst und in grösster Masse dürfte der in unverändertem Zustand nur oberhalb Zsikva, am Grat des Rakitka sichtbare, grobkörnige Biotitgranit emporgedrungen sein, dessen rosa getönte, mitunter porphyrische Orthoklase und dicht eingestreute, lebhaft glänzende Biotite an den Granit des Zjar-Gebirges erinnern. Aus diesem entstanden durch Pressung und Streckung der Augengneis, der am ganzen Tribecs dominiert, sowie auch die vollständig zu Talk- und Serizitschiefern zerriebenen Arkosen, die mit den kataklastischen Schiefer am S-lichen Ende des Zjar übereinstimmen und einen engeren Zusammenhang zwischen den beiden Gebirgsmassen bekunden.

Die nächste Phase lieferte den feinerkörnigen Granit, u. a. auch den Zweiglimmergranit von Nyitra. Das Gestein geht durch Zunahme des Muskovit- oder Granat-Gehaltes auf Unkosten des Biotits in reinen Muskovitgranit, oder hellgrauen und weissen Aplit, resp. Granulit über, wobei die hypidiomorph-körnige Struktur in die porphyrische, granophyrische, oder panidiomorphe übergehen kann. Die etwas porphyrischen Zweiglimmergranite erinnern an das Gestein der Gegend von Moraván, vielleicht eine petrographische Verwandtschaft zwischen dem Tribecs und Inovec andeutend.

Die Apliten (resp. Granulite) sind im Tribecs nicht in dem Mass verbreitet, wie im Inovec. Die Halde eines längst verlassenem Schurfschachtes im Klacsányer Wäldchen zeigt eine Auswahl der Gesteine des Tribecs in allen Stadien der dynamischen Umwandlung vom Augengneis bis zur talkig zerriebenen, dünnblättrigen Abart, dann titanitführenden Granit, der mit jenem des Zobor übereinstimmt, samt dem aus demselben hervorgegangenen Granitgneis und dünnschieferigen Chloritgneis, ferner granatführenden, zuckerkörnigen Aplit, an dem der Prozess der Zertrümmerung bis zur Entstehung von Quarzitschiefern mit serizitischen oder chloritischen Flecken verfolgt werden kann.

Von dem das Gangfolge der Graniteruption bildenden Aplitpegmatitgängen sind hier meist nur die äussersten, sehr sauren, beinahe nur aus reinem Quarz bestehenden Ausläufer und Injektionen anzutreffen, deren Trümmer z. B. am Velki Tribus in der Gegend der Höhenkote 500 m massenhaft vorkommen. Ein dichtes Netz von Gängen fand ich im Klacsányer Wäldchen neben dem nach Nagytapolcsány führenden Fahrweg. Auch der oben erwähnte alte Stollen wurde in dieses Gangnetz vorgetrieben und lieferte angeblich Gold, doch glaube ich, dass man es eher auf den sehr reinen Quarzit (für Glasfabrikation) abgesehen hatte. Immerhin fand ich in einem aus dem Stollen herstammenden Pegmatitblock einen Hohlraum, der nach der Auswitterung einer aus 2—3 cm grossen Pyritkristallen bestehenden Pyritdruse zurückblieb. Dies ist das höchste Mass der Vererzung, das ich im Verband mit Pegmatit—Aplitgängen bisher beobachtete.

Die grösste Masse der Kontaktschiefer bildet um den Razdjel einen beinahe geschlossenen Mantel. Ein wiederholt zerrissener Gürtel blieb von denselben auch am Westrand des Zuges bis Szulóc hinab erhalten, dann treten sie nach längerer Unterbrechung in der Gemarkung von Béd und Felső-Elefánt auf, wo die feinkörnige Form des Zoborgranits unter denselben emportaucht.

Ein Wasserriss O-lich von Kicő (bei der Kreuzung der Nagyugrócer

Landstrasse mit dem nach Razdjel führenden Fahrweg) zeigt — in voller Übereinstimmung mit den analogen Bildungen der Kleinen Karpaten und des Inovec — die ganze Serie der metamorphen Schiefer vom kaum veränderten Urtonschiefer über die Flecken- und Knotenschiefer bis zum rotbraunen Biotitgneis, der in den intrusiven, von stellenweise granathaltigen, meist aber rein quarzitischen Gängen durchwobenen Gneis übergeht. In diese Serie dürfte auch der grüne, durch Zersetzung grösstenteils epidotisch—chloritische Amphibolschiefer gehören, mit dessen grossen Platten der Burghof von Kicó gepflastert ist. Anstehend konnte ich ihn nicht auffinden.

Z j a r.

In diesem Gebirge treten die kristallinen Schiefer neben dem Granit sehr in den Hintergrund. Die energische Denudation ermöglichte einen tiefen Einblick in die eruptive Masse, gab aber auch die entblösten Granitflächen der Verwitterung preis. Auch dynamische Metamorphosen erfolgten besonders am W- und S-Rand des Gebirgsstockes.

Der Grundgranit des Zjar ist — wie jener des Tribecs — sehr grobkörnig, seine Orthoklaskristalle sind in frischem Zustand (z. B. hinter Oranovo im Tal des Nádaséri-Baches) fast glasklar, bei beginnender Zersetzung rötlich und verleihen zusammen mit den z. T. idiomorphen, korrodierten Quarzkristallen dem Gestein ein porphyrisches Gepräge. Das im allgemeinen als Biotitgranit beschriebene Gestein enthält in Wirklichkeit auch primären Muskovit in beträchtlicher Menge. Gegen den Westrand des Gebirges und gegen Sklenó zu wird das Korn des Gesteins allmählich kleiner und gleichmässiger, bei gleichzeitiger Zunahme des Muskovits auf Unkosten des Biotits. Vermutlich sind dies randliche Varietäten, wofür auch die Tatsache spricht, dass sie am S-lichen Ende des Massivs häufig sind, wo die Kontaktschiefer, intrusiven Gneise und zahlreichen Pegmatit- und Quarz-Apophysen die oberflächlichen Partien des Lakkoliths bezeichnen. In scheinbarem Widerspruch hiermit sind auch im Zentrum muskovitführende und sogar reine Muskovitgranite zwischen den Biotitgranit eingeschaltet, diese sind jedoch tiefere Partien von Aplit—Pegmatit-Gängen, deren typisch kristallisierte Enden der Abrasion zum Opfer fielen. Weitere Beweise der Gangnatur dieser Gesteine liefern die mitunter sehr charakteristischen implikativen Quarz—Feldspat-Kombinationen, sowie ihr eventueller Granatgehalt. Letzterer fehlt im Grundgranit, ist aber für den Gangschwarm der NW-Karpaten charakteristisch.

Ein derartiger hellgrauer, fast biotitfreier Granit besteht am unteren Abschnitt des auf den Zjar führenden Weges neben untergeordnetem

Muskovit aus Feldspat und Quarz, welche letzterer stellenweise erbsengroße Dihexaeder bildet. Weiter aufwärts taucht dieses Gestein wiederholt zwischen dem Biotit führenden Granit auf, geht aber allmählich in normalen, körnigen Muskovitgranit über.

Am S-Ende des Massivs, oberhalb Rásztony, am Prostredni vrh und im Uhliste-Wasserriss tritt der mit dem Zweiglimmergranit in unmittelbarem Kontakt stehende Muskovitgranit seinen Platz einsteils immer typischeren Pegmatiten — die in der Nähe von Skleno gewaltige schriftgranitartige Feldspatblöcke bilden —, anderseits immer feiner körnigen, granitführenden Apliten ab. Besonders im umfangreichen Aufschluss des Uhliste-Tales lässt es sich klar feststellen, dass die Biotit-, Muskovit-, Chlorit- und Steatit-Gneise der älteren Literatur, sowie auch der Granulit W. C e r m a k's sämtlich durch Dynamometamorphose aus den besprochenen granoblastischen Gesteinen hervorgingen, ganz ähnlich, wie im Tribecs. Im oberen Abschnitt des Tales verweist ein steil aufgerichteter, NNW—SSO-lich ziehender grünlich grauer Gneisgang mit seinen gestreckten Quarzzungen, serizitisierten, zertrümmerten Feldspaten und verschmierten, in Chlorit oder Muskovit verwandelten Biotiten auf den angrenzenden Biotitgranit. Eine noch weitergehende Zermalmung des Gesteins ergab die hier ebenfalls vorhandenen Chloritschiefer. Der normale Granit zeigt über den entsprechenden Granitgneis Übergänge bis zum Serizitschiefer. Aus dem Pegmatit wurde weisser oder grauer, sich fett anführender (talkiger) Augengneis, stellenweise mit faustgrossen kataklastisch verkneteten Massen und zungenförmig ausgewalzten Glimmern. Der Aplit verwandelte sich in mehr-minder schieferigen Granulit oder durch Chloritfetzen blassgrün gefärbten Quarzitschiefer.

Von den Kontaktschiefern fand ich im Zjar nur den Biotitgneis und den mit demselben zusammenhängenden intrusiven Gneis vor, namentlich in den Gemarkungen von Nyitratormás und Skleno, wo sie ganz ähnlich ausgebildet sind, wie in den übrigen Gebirgen.

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

ARBEITEN IM CHEMISCHEN LABORATORIUM.

(Bericht über die Jahre 1914—1919.)

Von Dr. Zs. v. Szinyei-Merse.

Der Titel meines Berichtes umfasst zwar 6 Jahre, doch konnte ich infolge meines militärischen Dienstes nur in der ersten Hälfte 1914 und in der zweiten von 1918, sowie in 1918 bei der Anstalt arbeiten, worüber ich im folgenden kurz berichte.

Noch im September 1913 studierten wir mit Kollegen Dr. Emszt im Auftrag des Kultusministeriums die im Komitat Csik auf privaten Besitztümern hervortretenden Säuerlinge. Die Resultate meiner diesbezüglichen Untersuchungen sind die folgenden:

Die Quelle II, der sogen. „Rote Säuerling“ (veres borvív) tritt am rechten Ufer des Neagra-Tales, 1000 Schritte N-lich von der Höhenkote 819 m aus einem versenkten Holzrohr hervor. Wasserertrag ca. 10 Minutenliter.

1000 gr Wasser enthalten:

Ca++	0'4064 g	HCO ₃ ⁻	24'251 g
Mg++	0'1415 „	SiO ₃ ⁻	0'0827 „
Sr++	Spuren	SO ₄ ⁻	0'0265 „
Ba++	0	Cl ⁻	0'0395 „
Fe++	0'0164 „	BO ₃ ⁻	Spuren
Al+++	0'0070 „	PO ₄ ⁻	0'00004 „
Mn++	0'0011 „	OH ⁻	0'0131 „
Na+	0'1890 „	TiO ₃ ⁻	0
K+	0'0222 „		
Li+	0'0006 „		
H+	0'0018 „		

Äquivalent-Prozente der Kationen und Anionen:

$\frac{1}{2}$ Ca	46.12%	HCO ₃	90.379%
$\frac{1}{2}$ Mg	26.46%	$\frac{1}{2}$ SiO ₃	4.074%
$\frac{1}{2}$ Fe	1.33%	$\frac{1}{2}$ SO ₄	1.252%
$\frac{1}{3}$ Al	1.76%	Cl	2.533%
$\frac{1}{2}$ Mn	0.09%	$\frac{1}{3}$ PO ₄	0.002%
Na	18.68%	OH	1.760%
K	1.29%			100.00%
Li	0.20%			
H	4.07%			
		<u>100.00%</u>			

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Ca(HCO ₃) ₂	1.5992 g	SrSO ₄	Spuren
Mg(HCO ₃) ₂	0.8513 „	KCl	0.0422 g
NaHCO ₃	0.6443 „	NaCl	0.0319 „
Fe(HCO ₃) ₂	0.0520 „	Al(OH) ₃	0.0201 „
Mn(HCO ₃) ₂	0.0035 „	Fe ₂ (PO ₄) ₃	0.00054 „
LiHCO ₃	0.0058 „	H ₂ SiO ₃	0.0845 „
CaSO ₄	0.0375 „	Trockener Rückstand		<u>3.37294 g</u>

Freie Kohlensäure 2.6116 gr.

Temperatur der Quelle 5.6 C°.

Elektrische Leitungsfähigkeit = 0.036574 $\frac{1}{w \text{ cm}}$

Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation 0.019.10⁻⁶ Millicurie.

Etwa 100 Schritte S-lich von der Quelle II tritt ein zweiter Sauerling (borvíz) zutage, über dem ein kleines Badehaus errichtet wurde. Die beiden Quellen scheinen gemeinsamen Ursprunges zu sein und an mehreren Stellen des zwischen denselben gelegenen, ca. 8 Katastraljoche umfassenden Hochmoores sind Kohlensäureexhalationen zu beobachten.

Die Quelle VI, der sog. „Mogyoróser Sauerling“ (borvíz) entspringt in demselben Tal, unmittelbar neben dem Bach, 500 Schritte NW-lich von der Höhenkote 878 m. Sie ist nicht gefasst, ihr Wasserertrag ist nicht messbar, schwach.

1000 gr. Wasser enthalten:

Ca ++	0'0059 g	HCO ₃ ⁻	0'0516 g
Mg ++	0'0018 „	SiO ₃ ⁻	0'0242 „
Sr ++	0	SO ₄ ⁻	0'0100 „
Ba ++	0	Cl ⁻	0'0010 „
Fe ++	0'0094 „	BO ₃ ⁻	Spuren
Al +++	0'0034 „	PO ₄ ⁻	0'0025 „
Mn ++	0'0004 „	OH ⁻	0'0063 „
Na +	0'0069 „	TiO ₃ ⁻	0
K +	0'0027 „		
Li +	Spuren		
H +	0'0005 „		

Äquivalent-Prozente der Kationen und Anionen:

1/2 Ca	14'27%	HCO ₃	41'10%
1/2 Mg	7'18%	1/2 SiO ₃	25'43%
1/2 Fe	16'32%	1/2 SO ₄	10'09%
1/3 Al	18'24%	Cl	1'39%
1/2 Mn	0'67%	1/3 PO ₄	3'78%
Na	14'55%	OH	18'24%
K	3'34%		100'00%
H	25'43%		
	<u>100'00%</u>		

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Ca(HCO ₃) ₂	0'0069 g	CaSO ₄	0'0141 g
Mg(HCO ₃) ₂	0'0108 „	SrSO ₄	Spuren
NaHCO ₃	0'0252 „	KCl	0'0020 „
KHCO ₃	0'0041 „	Al(OH) ₃	0'0095 „
Fe(HCO ₃) ₂	0'0228 „	Fe ₂ (PO ₄) ₃	0'0053 „
Mn(HCO ₃) ₂	0'0012 „	H ₂ SiO ₃	0'0247 „
LiHCO ₃	Spuren	Trockener Rückstand .	0'1266 g

Freie Kohlensäure 1.9113 gr.

Temperatur der Quelle 5—6 C°.

Elektrische Leitungsfähigkeit = 0'000074 $\frac{1}{\text{cm}}$

Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation 0'0018.10⁻⁶ Millicurie.

Die Quelle III: „Kisbükkösäljaer Säuerling“ (borvíz) tritt NW-lich von der Ortschaft Bélbor, 500 Schritte S-lich von der Höhenkote 1088 m aus einem versenkten Holzrohr hervor. Wasserertrag ca. 12 Minutenliter.

1000 gr Wasser enthalten:

Ca ++	0.4395 g	HCO ₃ ⁻	1.8126 g
Mg ++	0.0751 „	SiO ₂ ⁻	0.0753 „
Sr ++	Spuren	SO ₄ ⁻	0.0047 „
Ba ++	0	Cl ⁻	0.0012 „
Fe ++	0.0056 „	BO ₃ ⁻	0
Al +++	0.0016 „	PO ₄ ⁻	Spuren
Mn ++	0.0011 „	OH ⁻	0.0030 „
Na +	0.0218 „	TiO ₃ ⁻	0
K +	0.0074 „		
Li	0.0026 „		
H +	0.0016 „		

Äquivalent-Prozente der Kationen und Anionen:

1/2 Ca	69.30%	HCO ₃	93.88%
1/2 Mg	19.51%	1/2 SiO ₃	5.15%
1/2 Fe	0.64%	1/2 SO ₄	0.31%
1/3 Al	0.56%	Cl	0.10%
1/2 Mn	0.06%	OH	0.56%
Na	3.00%		100.00%
K	0.60%		
Li	1.18%		
H +	5.15%		
	<u>100.00%</u>		

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Ca(HCO ₃) ₂	1.7969 g	CaSO ₄	0.0066 g
Mg(HCO ₃) ₂	0.4518 „	SrSO ₄	Spuren
KHCO ₃	0.0156 „	KCl	0.0025 „
NaHCO ₃	0.0796 „	Al(OH) ₃	0.0046 „
Fe(HCO ₃) ₂	0.0178 „	Fe ₂ (PO ₄) ₃	Spuren
Mn(HCO ₃) ₂	0.0019 „	H ₂ SiO ₃	0.0769 „
LiHCO ₃	0.0254 „	Trockener Rückstand	2.4526 g

Freie Kohlensäure 1.8327 gr.

Temperatur der Quelle 8·4 C°.

Elektrische Leitungsfähigkeit = 0·2612 $\frac{1}{w \text{ cm}}$

Radioaktivität: Mengen der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation 0·0028·10⁻⁶ Millicurie.

Im Umkreis dieser Quellen liegt ein Hochmoor von ca. 3 Katastral Jochen, mit Ablagerung von Kalktuff.

Die Quelle V: „Hegyeshavaser Säuerling“ (borvíz) tritt O-lich von der Ortschaft Gyergyótölgyes, 400 Schritte O-lich von der Höhenkote 1318 m aus einem gesenkten Holzrohr zutage. Wasserertrag kaum 1 Minutenliter.

1000 gr Wasser enthalten:

Ca ++	0·3890 g	HCC ₃ ⁻	1·6320 g
Mg ++	0·0773 „	SiO ₃ ⁻	0·0180 „
Sr ++	Spuren	SO ₄ ⁻	0·0233 „
Ba ++	0	Cl ⁻	0·0022 „
Fe ++	0·0108 ..	BO ₃ ⁻	0
Al +++	0·0026 „	PO ₄ ⁻	0
Mn ++	0·0001 „	OH ⁻	0·0048 „
Na +	0·0165 „	TiO ₃ ⁻	0
K +	0·0097 „		
Li +	0·0012 „		
H +	0·0003 „		

Äquivalent-Prozente der Kationen und Anionen:

1/2 Cl.	69·41%	HCO ₃	95·62%
1/2 Mg	22·72%	1/2 SiO ₃	1·39%
1/3 Al	1·03%	1/3 SO ₄	1·74%
1/2 Mn	0·01%	Cl	0·23%
Na	2·56%	OH	1·02%
K	0·89%		<hr/> 100·00%
Li	0·61%		
H	<hr/> 1·39%		
	100·00%		

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Ca(HCO ₃) ₂	1'5342 g	CaSO ₄	0'0330 g
Mg(HCO ₃) ₂	0'4651 „	SrSO ₄	Spuren
KHCO ₃	0'0186 „	KCl	0'0046 „
NaHCO ₃	0'0602 „	Al(OH) ₃	0'0075 „
Fe(HCO ₃) ₂	0'0343 „	H ₂ SiO ₃	0'0184 „
Mn(HCO ₃) ₂	0'0002 „	Trockener Rückstand .	2'1878 g
LiHCO ₃	0'0117 „	Freie Kohlensäure . .	1'7034 „

Temperatur der Quelle 6'8 C°.

Elektrische Leitungsfähigkeit = 0'02771 $\frac{1}{\text{w cm}}$

Radioaktivität: Menge der in 1 l Wasser gelösten Emanation 0'0008.10⁻⁶ Millicurie.

Nördlich von dieser Quelle, im Bett des Halas-Baches treten ca. 50 Schritte von einander noch zwei unbedeutendere Sauerlinge zutage.

Die Quelle VII: „Deákpataker Sauerling“ (borvíz) tritt etwa 1000 Schritte von der Ortschaft Gyergyótölgyes, im Tal des Deák-Baches hervor. Sie ist ungefasst, ihr Wasserertrag ist sehr schwach.

1000 gr. Wasser enthalten:

Ca++	0'0268 g	HCO ₃ ⁻	0'2656 g
Mg++	0'0175 „	SiO ₃ ⁻	0'0357 „
Sr++	0	SO ₄ ⁻	0'0201 „
Ba++	0	Cl ⁻	0'0009 „
Fe++	0'0367 „	BO ₃ ⁻	Spuren
Al+++	0'0133 „	PO ₄ ⁻	0'0014 „
Mn++	0'0033 „	OH ⁻	0'0250 „
Na+	0'0112 „	TiO ₃ ⁻	0
K+	0'0057 „		
Li+	Spuren		
H+	0'0007 „		

Äquivalent-Prozente der Kationen und Anionen:

1/2 Ca	18'86%	HCO ₃	61'45%
1/2 Mg	20'30%	1/2 SiO ₃	10'91%
1/2 Fe	18'54%	1/2 SO ₄	5'89%
1/3 Al	20'78%	Cl	0'35%
1/2 Mn	1'69%	1/3 PO	0'62%
Na	6'85%	OH	20'78%
K	2'07%		100'00%
H	10'91%		
	100'00%		

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr

Wasser:	
Ca(HCO ₃) ₂	0·0744 g CaSO ₄ 0·0285 g
Mg(HCO ₃) ₂	0·1052 „ SrSO ₄ Spuren
KHCO ₃	0·0120 „ KCl 0·0018 „
NaHCO ₃	0·0408 „ Al(OH) ₃ 0·0383 „
Fe(HCO ₃) ₂	0·1129 „ Fe ₂ (PO ₄) ₃ 0·0030 „
Mn(HCO ₃) ₂	0·0106 „ H ₂ SiO ₃ <u>0·0364 „</u>
LiHCO ₃	Spuren Trockener Rückstand 0·4639 g

Freie Kohlensäure 2.1496 gr.

Temperatur der Quelle: 7·8 C°.

Elektrische Leitungsfähigkeit: 0·00518 $\frac{1}{w \text{ cm}}$

Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation 0·0015·10⁻⁶ Millicurie.

In der Nähe dieser Quelle tritt der „Putnaoldaler Säuerling“ (borvíz) aus einem Holzrohr zutage. Wasserertrag sehr gering.

Die Bitterwasserbrunnen der zur Abtei von Pannonhalma gehörigen Tömörd-Puszta wurden mit nachstehendem Resultat analysiert.

Brunnen No. III.

1000 gr Wasser enthalten:	Äquivalent-Prozente der Bestandteile:
K +	0·1159 g K 0·360/0
Na +	5·1983 „ Na 27·360/0
Ca ++	0·3655 „ 1/2 Ca 2·200/0
Mg ++	7·0365 „ 1/2 Mg 70·040/0
Al +++	0·0030 „ 1/3 Al <u>0·040/0</u>
Cl ⁻	0·6717 „ <u>100·000/0</u>
SO ₄ ⁻	37·3595 „ Cl 2·290/0
HCO ₃ ⁻	1·7751 „ 1/2 SO ₄ 94·150/0
OH ⁻	0·0056 „ HCO ₃ 3·520/0
H ₂ SiO ₃	<u>0·0074 „</u> OH <u>0·040/0</u>
Zusammen	52·5385 g 100·000/0

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr

Wasser:	
KHCO ₃	0·2968 g Zur Oxydation der organischen
NaHCO ₃	2·1953 „ Stoffe in 1000 g Wasser 0·0248 g
NaCl	1·1074 „ Oxygen benötigt.
Na ₂ SO ₄	12·8520 „
CaSO ₄	1·2415 „ Freie Kohlensäure (CO ₂) in 1 l
MgSO ₄	34·8295 „ Wasser 1·11 cm ³ .

Al(OH) ₃	0'0086 „	
H ₂ SiO ₃	0'0074 „	Gefrierpunktniedrigung
Trockener Rückstand: 52.5385 g		$\Delta = 1'175 \text{ C}^0$.

Elektrische Leitungsfähigkeit = $0'02909 \frac{1}{w \text{ cm}}$ (bei 18 C°).

Osmotischer Druck der im Wasser gelösten Stoffe 14'22 Atm.

Spezifisches Gewicht des Wassers $s = 1'05024$ (bei 18 C°).

Brunnen No. IV.

1000 gr Wasser enthalten:	Äquivalent-Prozente der Bestandteile:		
K+	0'0760 g	K	0'35 ⁰ / ₀
Na+	4'8239 „	Na	37'81 ⁰ / ₀
Ca++	0'3848 „	$\frac{1}{2}$ Ca	3'46 ⁰ / ₀
Mg++	3'9355 „	$\frac{1}{2}$ Mg	58'35 ⁰ / ₀
Al+++	0'0015 „	$\frac{1}{3}$ Al	0'03 ⁰ / ₀
Cl ⁻	0'6159 „		100'00 ⁰ / ₀
SO ₄ ⁻	25'7653 „	Cl	3'13 ⁰ / ₀
HCO ₃ ⁻	0'0435 „	$\frac{1}{2}$ SO ₄	96'71 ⁰ / ₀
OH ⁻	0'0028 „	HCO ₃	0'13 ⁰ / ₀
H ₂ SiO ₃	0'0025 „	OH	0'03 ⁰ / ₀
Zusammen	35'6517 g		100'00 ⁰ / ₀

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr

Wasser:		
KHCO ₃	0'0715 g	Zur Oxydation der organischen
KCl	0'0917 „	Stoffe in 1000 g Wasser 0'0223 g
NaCl	0'9434 „	Oxygen benötigt.
Na ₂ SO ₄	13'7512 „	
CaSO ₄	1'3070 „	Freie Kohlensäure (CO ₂) in 1 l
MgSO ₄	19'4801 „	Wasser 4'83 cm ³ .
Al(OH) ₃	0'0043 „	
H ₂ SiO ₃	0'0025 „	Gefrierpunktniedrigung
Trockener Rückstand	35'6517 g	$\Delta = 0'8923 \text{ C}^0$.

Elektrische Leitungsfähigkeit = $0'02323 \frac{1}{w \text{ cm}}$ (bei 18 C°)

Osmotischer Druck der im Wasser gelösten Stoffe 10'80 Atm.

Spezifisches Gewicht des Wassers $s = 1'03441$ (bei 18 C°).

Auf Grund der obigen Resultate erwiesen sich beide Wässer als ausgezeichnete Bitterwässer. Von der geringen organischen Verunreinigung können sie durch Anwendung eines Knochenkohlenfilters leicht befreit werden.

ARBEITEN IM CHEMISCHEN LABORATORIUM.

(Bericht über die Jahre 1919—1923.)

Von Dr. K á l m á n E m s z t.

Während der Kriegsjahre musste ich meine Tätigkeit im Laboratorium infolge meines militärischen Dienstes unterbrechen. Vom Mai 1916 angefangen überliess die Direktion der Anstalt das Laboratorium dem militärischen Berginspektorat und seit diesem Zeitpunkt befasste ich mich als Chemiker mit der Untersuchung der von den zum Inspektorat eingeteilten Geologen und Bergingenieuren gesammelten Rohstoffe. Die Leitung des Laboratoriums übernahm ich nach meiner Ende Dezember 1918 erfolgten Abrüstung. Auch in diesen schweren Zeiten setzten wir die wissenschaftliche Ausrüstung des Laboratoriums fort: es wurde ein Apparat zur Bestimmung der H-Ion-Konzentration nach Michaelis, ein elektrischer Brennofen System Denstedt und eine Sartorius'sche Mikrowage eingestellt. Leider musste nach dem in 1918 erfolgten Zusammensturz die weitere Ausrüstung unseres Laboratoriums unterbleiben. Nicht einmal die Reperatur der schadhaft gewordenen Apparate konnte durchgeführt werden, unsere Abzüge, die in den früheren Zeiten alljährlich neu gestrichen werden konnten, blieben seit 1918 ohne Reparatur und Anstrich, so dass von den sechs Abzügen zur Zeit bloss einer in brauchbarem Zustand ist.

—:o:—

Im September 1913 beauftragte das Kultusministerium mich und meinen Kollegen Zsigmond von Szinyei-Merse mit dem Studium der im Komitat Csik auf Privatbesitztümern hervorbrechenden Säuerlinge und der Bewertung derselben. Mit diesem Bericht konnten wir erst in 1919 fertig werden, da der militärische Dienst uns beide für lange Zeit von dieser Arbeit abhielt.

I. Szikla-borváz (Felsen-Säuerling).

Diese Quelle bricht neben der Landstrasse Gyergyótölgyes-Bélbor, 50 Schritte westlich von der Kote 821 m aus einem Kalkfelsen hervor. Gelegentlich des Lokalausweises war die Quelle nicht eingefasst.

Wasserertrag 8640 Stunden l. Die chemische und physikalische Untersuchung des Wassers ergab die folgenden Resultate:

1000 gr Wasser enthalten:

Kationen:

Hydrogenion H^+	0'0020 gr = 3'57%	} 100% Äquivalent- Prozente.
Kaliumion K^+	0'0346 „ = 1'55%	
Natriumion Na^+	0'2031 „ = 15'45%	
Lithiumion Li^+	0'0005 „ = 0'13%	
Kalziumion Ca^{++}	0'5897 „ = 51'51%	
Magnesiumion Mg^{++}	0'1897 „ = 27'30%	
Strontiumion Sr^{++}	Spuren	
Ferroion Fe^{++}	0'0035 „ = 0'22%	
Aluminiumion Al^{+++}	0'0008 „ = 0'16%	
Manganion Mn^{++}	0'0017 „ = 0'11%	

Anionen:

Hydrokohlensäureion HCO_3^-	5'2767 gr = 94'01%	} 100% Äquivalent- Prozente.
Chlorion Cl^-	0'0433 „ = 2'14%	
Schwefelsäureion SO_4^{--}	0'0031 „ = 0'11%	
Kieselsäureion SiO_3^{--}	0'0942 „ = 3'57%	
Phosphorsäureion PO_4^{--}	0'0003 „ = 0'02%	
Hydroxyllion OH^-	0'0015 „ = 0'15%	

Zusammen: 4'4447 gr.

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 g Wasser:

Natriumhydrokarbonat $NaHCO_3$	0'7135 gr
Kalziumhydrokarbonat $Ca(HCO_3)_2$	2'3801 „
Magnesiumhydrokarbonat $Mg(HCO_3)_2$	1'1414 „
Lithiumhydrokarbonat $LiHCO_3$	0'0049 „
Eisenhydrokarbonat $Fe(HCO_3)_2$	0'0103 „
Manganhydrokarbonat $Mn(HCO_3)_2$	0'0054 „
Kalziumsulphat $CaSO_4$	0'0044 „
Strontiumsulphat $SrSO_4$	Spuren
Kaliumchlorid KCl	0'0659 „
Natriumchlorid $NaCl$	9'0197 „
Aluminiumhydroxyd $Al(OH)_3$	0'0023 „
Eisenphosphat $Fe_2(PO_4)_3$	0'0006 „
Kieselsäure H_2SiO_3	0'0962 „

Zusammen: 4'4447 gr.

Freie Kohlensäure 3·1833 gr.
 Temperatur der Quelle 8·8 C°, gleichzeitige Lufttemperatur 17·1 C°.
 Elektrische Leitungsfähigkeit = 0·04401 $\frac{1}{w \text{ cm}}$
 Gefrierpunktniedrigung (Δ) = 0·2333 C°.
 Osmotischer Druck der im Wasser gelösten Stoffe = 2·82 Atm.
 Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation
 0·0032·10⁻⁶ Millicurie.
 Spezifisches Gewicht des Wassers = 1·00314.

II. Attila-Säuerling (-borvív).

Die Quelle bricht 500 Schritte W-lich von der im Pareu Prisacani-Tal befindlichen Kote 778 m hervor. Einfassung: Ziegelmauerwerk mit viel Beton, darüber ein Gebäude. Wasserertrag 6480 Liter in 24 Stunden.

1000 gr Wasser enthalten:

Kationen:

Hydrogenion H ⁺	0·0009 gr = 3·76%	} 100% Äquivalent- Prozente
Kaliumion K ⁺	0·0152 „ = 1·56%	
Natriumion Na ⁺	0·0179 „ = 3·12%	
Lithiumion Li ⁺	0·0021 „ = 1·21%	
Kalziumion Ca ⁺⁺	0·2647 „ = 53·04%	
Magnesiumion Mg ⁺⁺	0·1059 „ = 34·92%	
Strontiumion Sr ⁺⁺	0·0034 „ = 0·31%	
Ferroion Fe ⁺⁺	0·0105 „ = 1·51%	
Manganion Mn ⁺⁺	0·0033 „ = 0·48%	} 100% Äquivalent- Prozente
Aluminiumion Al ⁺⁺⁺	0·0003 „ = 0·09%	
Hydrokohlensäureion HCO ₃ ⁻	1·3432 gr. = 88·39%	
Chlorion Cl ⁻	0·0021 „ = 0·23%	
Schwefelsäureion SO ₄ ⁻⁻⁻	0·0895 „ = 7·48%	
Kieselsäureion SiO ₃ ⁻⁻⁻	0·0432 „ = 3·76%	
Phosphorsäureion PO ₄ ⁻⁻⁻	0·0004 „ = 0·05%	
Hydroxylion OH ⁻	0·0004 „ = 0·09%	

Zusammen: 1·9029 gr.

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Natriumhydrokarbonat NaHCO_3	0'0653 gr.
Kaliumhydrokarbonat KHCO_3	0'0329 „
Lithiumhydrokarbonat LiHCO_3	0'0206 „
Kalziumhydrokarbonat $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	0'9258 „
Magnesiumhydrokarbonat $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$	0'6366 „
Eisenhydrokarbonat $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$	0'0324 „
Manganhydrokarbonat $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$	0'0106 „
Kalziumsulfat CaSO_4	0'1216 „
Strontiumsulfat SrSO_4	0'0071 „
Kaliumchlorid KCl	0'0044 „
Aluminiumhydroxyd $\text{Al}(\text{OH})_3$	0'0006 „
Eisenphosphat $\text{Fe}_2(\text{PO}_4)_3$	0'0008 „
Kieselsäure H_2SiO_3	0'0442 „

Zusammen: 1'9029 gr.

Freie Kohlensäure 3'0280 gr.

Temperatur der Quelle $7'1^\circ\text{C}$, gleichzeitige Lufttemperatur $15'4^\circ\text{C}$.

Elektrische Leitungsfähigkeit = $0'01583 \frac{1}{\text{w cm}}$

Gefrierpunktniedrigung (Δ) = $0'1517^\circ\text{C}$.

Osmatischer Druck der im Wasser gelösten Stoffe: 1'83 Atm.

Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation $0'0012 \cdot 10^{-6}$ Millicurie.

Spezifisches Gewicht des Wassers = 1'000561.

III. Tölgyeser Säuerling (Tölgyesi borvíz).

Diese Quelle bricht an der „Tölgyes túlsó víz“ (jenseitiges Wasser von Tölgyes) genannten Stelle, im Tal des in die Bistrica mündenden Baches, 300 Schritte S-lich von der Kote 744 m hervor. Einfassung: versenktes Holzrohr. Wasserertrag sehr schwach.

1000 gr Wasser enthalten:

Kationen:

Hydrogenion H^+	0'0003 gr. = 6'19%	} 100% Äquivalent- Prozente
Kaliumion K^+	0'0058 „ = 3'14%	
Natriumion Na	0'0071 „ = 6'53%	
Lithiumion Li^+	0'0001 „ = 1'30%	
Kalziumion Ca^{++}	0'0388 „ = 41'07%	
Magnesiumion Mg^{++}	0'0182 „ = 31'74%	
Ferroion Fe^{++}	0'0083 „ = 6'30%	
Manganion Mn^{++}	0'0028 „ = 2'16%	
Aluminiumion Al^{+++}	0'0011 „ = 2'16%	

Anionen:

Hydrokohlensäure HCO_3^-	0·2484 gr = 86·38%	} 100% Äquivalent- Prozente
Chlorion Cl^-	0·0015 „ = 0·89%	
Hydroxylion OH^-	0·0020 „ = 2·57%	
Schwefelsäureion SO_4^{--}	0·0087 „ = 3·84%	
Kieselsäureion SiO_3^{--}	0·0135 „ = 6·19%	
Phosphorsäureion PO_4^{--}	0·0002 „ = 0·13%	
Zusammen:	0·3568 gr.	

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Kaliumhydrokarbonat KHCO_3	0·0106 gr
Natriumhydrokarbonat NaHCO_3	0·0259 „
Lithiumhydrokarbonat LiHCO_3	0·0009 „
Kalziumhydrokarbonat $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	0·1422 „
Magnesiumhydrokarbonat $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$	0·1095 „
Eisenhydrokarbonat $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$	0·0259 „
Manganhydrokarbonat $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$	0·0090 „
Kalziumsulfat CaSO_4	0·0123 „
Kaliumchlorid KCl	0·0031 „
Aluminiumhydroxyd $\text{Al}(\text{OH})_3$	0·0032 „
Eisenphosphat $\text{Fe}_2(\text{PO}_4)_3$	0·0004 „
Kieselsäure H_2SiO_3	0·0138 „
Zusammen:	0·3568 gr.

Freie Kohlensäure 1·1428 gr.

Temperatur der Quelle: 11 C°, gleichzeitige Lufttemperatur 18·3 C°.

Gefrierpunktniedrigung (Δ) = 0·0526 C°.

Osmotischer Druck der im Wasser gelösten Stoffe = 0·63 Atm.

Elektrische Leitungsfähigkeit = 0·0549 $\frac{1}{\text{w cm}}$

Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation $0·0027 \cdot 10^{-6}$ Millicurie.

Spezifisches Gewicht des Wassers = 1·00021.

IV. Pojánaer Säuerling (Pojánai borvív).

Diese Quelle bricht bei der Tölgyes-Pojana, neben dem in die Bistrica mündenden, sogenannten Vajdos-Bach, etwa 1·5 km von der Tölgyeser Landstrasse hervor. Einfassung: versenktes Holzrohr. Wasserertrag sehr schwach.

Kationen:		1000 gr Wasser enthalten:	
Hydrogenion H ⁺	0'0005 gr = 10'46%	} 100% Äquivalent- Prozente
Kaliumion K ⁺	0'0062 „ = 3'60%	
Natriumion Na ⁺	0'0048 „ = 4'74%	
Kalziumion Ca ⁺⁺	0'0411 „ = 45'80%	
Magnesiumion Mg ⁺⁺	0'0093 „ = 17'41%	
Ferroion Fe ⁺⁺	0'0123 „ = 10'01%	
Manganion Mn ⁺⁺	0'0063 „ = 5'22%	
Aluminiumion Al ⁺⁺⁺	0'0011 „ = 2'76%	
Anionen:			
Hydrokohensäure HCO ₃ ⁻	0'2158 gr = 79'77%	} 100% Äquivalent- Prozente
Chlorion Cl ⁻	0'0026 „ = 1'67%	
Hydroxyion OH ⁻	0'0020 „ = 2'75%	
Schwefelsäureion SO ₄ ⁻⁻⁻	0'0109 „ = 5'14%	
Kieselsäureion SiO ₃ ⁻⁻⁻	0'0212 „ = 10'48%	
Phosphorsäureion PO ₄ ⁻⁻⁻	0'0013 „ = 0'21%	

Zusammen: 0'3344 gr

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Kaliumhydrokarbonat KHCO ₃	0'0085 gr
Natriumhydrokarbonat NaHCO ₃	0'0175 „
Kalziumhydrokarbonat Ca(HCO ₃) ₂	0'1479 „
Magnesiumhydrokarbonat Mg(HCO ₃) ₂	0'0599 „
Eisenhydrokarbonat Fe(HCO ₃) ₂	0'0383 „
Manganhydrokarbonat Mn(HCO ₃) ₂	0'0202 „
Kalziumsulfat CaSO ₄	0'0153 „
Kaliumchlorid KCl	0'0053 „
Aluminiumhydroxyd Al(OH) ₃	0'0031 „
Eisenphosphat Fe ₂ (PO ₄) ₃	0'0006 „
Kieselsäure H ₂ SiO ₃	0'0216 „

Zusammen 0'3344 gr

Freie Kohlensäure 1'6901 gr.

Temperatur der Quelle 8 C°, gleichzeitige Lufttemperatur 17'5 C°.

Gefrierpunktniedrigung (Δ) = 0'0747 C°.

Osmotischer Druck der im Wasser gelösten Stoffe = 0'9 Atm.

Elektrische Leitungsfähigkeit = 0'0054 $\frac{1}{\omega \text{ cm}}$

Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation 0'0018.10⁻⁶ Millicuire.

Spezifisches Gewicht des Wassers = 1'00021.

V. Baraszóer Säuerling (Baraszói borvív).

Diese Quelle bricht im Parku Barasului, neben der Höhenkote 861 m hervor. Ungefasst. Wasserertrag sehr schwach.

1000 gr. Wasser enthalten:

Kationen:

Hydrogenion H^+	0'0004 gr = 1'79%	} 100% Äquivalent- Prozente
Kaliumion K^+	0'0143 „ = 1'63%	
Natriumion Na^+	0'1646 „ = 32'03%	
Kalziumion Ca^{++}	0'1220 „ = 27'25%	
Magnesiumion Mg^{++}	0'0883 „ = 32'50%	
Ferroion Fe^{++}	0'0255 „ = 4'09%	
Manganion Mn^{++}	0'0032 „ = 0'51%	
Aluminiumion Al^{+++}	0'0004 „ = 0'20%	

Anionen:

Hydrokohlensäureion HCO_3^-	0'9869 gr = 72'40%	} 100% Äquivalent- Prozente
Chlorion Cl^-	0'0046 „ = 0'58%	
Hydroxylion OH^-	0'0007 „ = 0'20%	
Schwefelsäureion SO_4^{--}	0'2681 „ = 25'00%	
Kieselsäureion SiO_3^{--}	0'0185 „ = 1'79%	
Phosphorsäureion PO_4^{--}	0'0002 „ = 0'03%	

Bestandteile in üblicher Weise zu Salzen gruppiert, enthalten 1000 gr Wasser:

Kaliumhydrokarbonat $KHCO_3$	0'0236 g
Natriumhydrokarbonat $NaHCO_3$	0'6011 „
Kalziumhydrokarbonat $Ca(HCO_3)_2$	0'0406 „
Magnesiumhydrokarbonat $Mg(HCO_3)_2$	0'5313 „
Eisenhydrokarbonat $Fe(HCO_3)_2$	0'0806 „
Manganhydrokarbonat $Mn(HCO_3)_2$	0'0103 „
Kalziumsulfat $CaSO_4$	0'3803 „
Kaliumchlorid KCl	0'0096 „
Aluminiumhydroxyd $Al(OH)_3$	0'0010 „
Eisenphosphat $Fe_2(PO_4)_3$	0'0004 „
Kieselsäure H_2SiO_3	0'0189 „

Zusammen 1.6977 g

Freie Kohlensäure 2'1813 g.

Temperatur der Quelle 7'41 C°, gleichzeitige Temperatur der Luft 12'3 C°. — Gefrierpunktniedrigung (Δ) = 0'1079 C°.

Osmotischer Druck der im Wasser gelösten Stoffe 1'30 Atm.

Elektrische Leitungsfähigkeit = 0'01782 $\frac{1}{\omega \text{ cm}}$

Radioaktivität: Menge der in 1 Liter Wasser gelösten Emanation
 $0\cdot0016\cdot10^{-6}$ Millicurie.

Spezifisches Gewicht des Wassers = $1\cdot00031$.

DAS RASENEISENERZ VON BAGOMÉR.

Gesammelt von Dr. T. v. Szontagh.

Nummer	Bezeichnung der Bohrung	Eisen-, resp. Eisen- oxydgehalt %	Mangan-, resp. Mangan oxydgehalt %	P ₂ O ₅ %
I.	Malvin I Schurfbohrung No. 1 0·20—1·10 m.	Fe = 22·22 Fe ₂ O ₃ = 31·76	Mn = 1·03 MnO ₂ = 1·63	3·23
II.	Malvin I Schurfbohrung No. 2 0·30—1·00 m.	Fe = 14·95 Fe ₂ O ₃ = 21·37	Mn = 3·52 MnO ₂ = 5·57	2·29
III.	Malvin II Schurfbohrung No. 2 0·25—1·05 m.	Fe = 24·21 Fe ₂ O ₃ = 34·61	Mn = 2·11 MnO ₂ = 3·31	4·98
IV.	Malvin IV Schurfbohrung No. 1a 0·60—2·60 m.	Fe = 29·59 Fe ₂ O ₃ = 42·30	Mn = 5·77 MnO ₂ = 9·13	3·90
V.	Malvin V Schurfbohrung No. 1 0·40—1·00 m.	Fe = 24·39 Fe ₂ O ₃ = 34·87	Mn = 5·40 MnO ₂ = 8·57	3·18
VI.	Ottilia I Schurfbohrung No. 1 0·60—1·60 m.	Fe = 23·76 Fe ₂ O ₃ = 37·60	Mn = 4·06 MnO ₂ = 6·42	3·66
VII.	Ottilia II Schurfbohrung No. 2 0·25—1·00 m.	Fe = 28·36 Fe ₂ O ₃ = 40·54	Mn = 4·90 MnO ₂ = 7·57	3·19
VIII.	Ottilia III Schurfbohrung No. 1 0·20—1·50 m.	Fe = 27·03 Fe ₂ O ₃ = 38·64	Mn = 5·04 MnO ₂ = 7·97	3·82
IX.	Ottilia IV Schurfbohrung No. 1 0·30—1·00 m.	Fe = 14·26 Fe ₂ O ₃ = 20·38	Mn = 4·49 MnO ₁ = 7·10	3·51
X.	Ottilia V Schurfbohrung No. 1 _b 0·20—1·00 m.	Fe = 28·94 Fe ₂ O ₃ = 41·31	Mn = 3·75 MnO ₂ = 3·92	3·69
XI.	Ottilia VI Schurfbohrung No. 3 _a 0·20—1·20 m.	Fe = 28·70 Fe ₂ O ₃ = 41·03	Mn = 2·48 MnO ₂ = 3·92	3·88

Nummer	Bezeichnung der Bohrung	Eisen-, resp. Eisen- oxydgehalt %	Mangan-, resp. Mangan oxydgehalt %	P ₂ O ₅ %
XII.	Ottilia VII Schurfbohrung No. 2 0·20—0·85 m.	Fe = 17·27 Fe ₂ O ₃ = 24·09	Mn = 1·74 MnO ₂ = 2·75	4·08
XIII.	Ottilia VIII Schurfbohrung No. 2 0·30—1·00 m.	Fe = 36·51 Fe ₂ O ₃ = 52·20	Mn = 1·47 MnO ₂ = 2·32	4·09
XIV.	Sarolta I Schurfbohrung No. 2 0·30—1·20 m.	Fe = 27·19 Fe ₂ O ₃ = 38·87	Mn = 1·37 MnO ₂ = 2·10	0·84
XV.	Sarolta II Schurfbohrung No. 3 0·35—1·05 m.	Fe = 24·96 Fe ₂ O ₃ = 35·68	Mn = 1·81 MnO ₂ = 2·86	3·92
XVI.	Sarolta III Schurfbohrung No. 2 0·35—0·55 m.	Fe = 22·28 Fe ₂ O ₃ = 31·85	Mn = 1·23 MnO ₂ = 1·94	5·58
XVII.	Ilona II Schurfbohrung No. 2 0·60—1·40 m.	Fe = 19·69 Fe ₂ O ₃ = 28·15	Mn = 3·79 MnO ₂ = 5·88	0·43
XVIII.	Ilona II Schurfbohrung No. 1 0·50—1·50 m.	Fe = 18·24 Fe ₂ O ₃ = 26·07	Mn = 3·95 MnO ₂ = 6·25	3·19
XIX.	Ilona III Schurfbohrung No. 2 0·50—1·60 m.	Fe = 17·13 Fe ₂ O ₃ = 24·49	Mn = 2·30 MnO ₂ = 3·63	1·88
XX.	Éva I Schurfbohrung No. 1 0·15—1·65 m.	Fe = 15·05 Fe ₂ O ₃ = 21·51	Mn = 4·10 MnO ₂ = 6·55	1·62
XXI.	Éva II Schurfbohrung No. 2 0·15—0·95 m.	Fe = 16·61 Fe ₂ O ₃ = 23·74	Mn = 3·61 MnO ₂ = 5·71	3·65

Spezifisches Gewicht: 2·38—2·69.

VII. Analysen von Bauxiten aus dem Bihar-Gebirge.

(Gesammelt von P. Rozlozsnik.)

No.	Fundort	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₄	H ₂ O
1	Jádremete	7'02	3'38	64'79	15'63	0'11	Spuren	Spuren	9'17
2	Jádremete	2'58	1'08	60'35	22'60	0'15	"	"	12'11
3	Szűcs-Bach	9'39	3'02	61'45	22'18	0'11	"	"	4'75
4	Ó-Kornu	6'32	2'90	60'99	19'88	0'25	"	"	9'45
5	Új-Kornu	8'27	3'34	59'32	18'43	0'17	0'05	"	10'37
6	Új-Kornu	7'50	2'98	57'79	21'66	0'22	0'09	"	10'69
7	Izvor β	5'96	3'84	59'11	19'13	0'18	—	0'05	12'44
8	Fača arsa	3'18	3'22	60'64	23'85	0'11	0'09	Spuren	9'35
9	Fača arsa	10'91	3'72	50'00	20'93	0'15	0'05	"	14'56
10	Fača arsa	4'86	3'58	60'12	17'97	0'11	0'05	"	13'75
11	Fača arsa	2'27	2'50	78'02	2'46	0'25	0'11	"	14'79
12	Fruntea NO.	6'05	3'02	56'65	22'83	0'10	0'03	"	11'65
13	Fruntea	3'27	3'25	56'61	24'40	0'15	0'08	"	12'36
14	Strebinosa	3'45	3'32	67'92	15'15	—	—	—	10'37
15	Strebinosa α	4'78	3'56	64'16	14'50	—	—	—	13'21
16	Valea Reu	2'99	2'94	62'29	22'44	—	—	—	9'48
17	Valea Reu	1'98	3'40	63'11	21'85	—	—	—	9'77
18	Selatruk V,	4'99	3'07	57'69	24'88	0'21	0'07	0'07	9'65
19	La Kornu 644 m	4'16	3'58	58'86	22'05	0'11	0'15	—	11'47
20	Pobráz	2'91	3'54	59'82	23'34	0'91	—	—	9'72
21	Pobráz	37'62	2'78	42'25	2'61	1'53	—	—	13'24
22	Pobráz (hell)	6'20	3'30	61'48	16'27	0'56	—	Spuren	12'17
23	Barátka	2'88	3'16	58'35	25'63	0'04	—	—	11'11
24	Barátka	2'79	3'91	60'69	23'32	0'02	0'07	—	11'06
25	Barátka	21'07	2'47	47'22	14'17	0'32	0'37	—	14'44
26	Barátka	4'01	2'81	52'07	30'99	0'22	—	—	10'98
27	Prodaja Dubna	0'68	3'87	49'11	25'64	—	—	0'19	21'31
28	Izvor α	26'93	2'56	50'02	4'23	0'02	0'02	0'02	7'74
29	Ponicsora	3'95	2'92	56'59	25'20	0'05	—	—	12'00
30	Ponicsora	1'01	2'63	60'71	23'62	0'05	—	—	13'15
31	Ponicsora	3'02	2'90	60'40	22'82	0'03	—	—	12'31
32	Ponicsora	7'18	3'35	71'28	4'18	0'06	—	—	14'23
33	Ponicsora	2'50	3'02	56'45	24'18	—	—	—	14'61
34	Ponicsora	3'05	2'80	57'93	23'32	—	—	—	13'53

No.	Fundort	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₄	H ₂ O
35	Ponicsora	4·70	2·80	55·57	24·23	0·05	0·02	—	12·81
36	Ponicsora	3·31	2·53	53·19	30·82	0·05	—	—	10·23
37	Ponicsora	2·03	2·85	55·33	25·55	0·06	—	—	14·57
38	Albiora	4·89	3·34	59·19	21·99	Spuren	Spuren	Spuren	12·32
39	Albiora	5·09	3·66	69·95	6·66	0·03	0·09	—	14·38
40	Albiora	2·56	1·35	64·09	19·52	0·05	0·03	—	12·58
41	Albiora	11·03	2·68	51·55	21·76	0·05	0·06	—	11·85
42	Albiora	2·22	3·03	62·48	20·58	0·04	0·15	—	11·74
43	Johanni	5·69	2·93	55·18	25·13	Spuren	0·05	0·11	11·27
44	Kalota	5·40	0·95	59·75	23·42	„	0·17	—	10·97
45	Kakul	3·48	2·89	56·49	23·63	„	Spuren	Spuren	12·18
46	Kakul	4·10	3·01	55·81	23·52	„	—	„	12·91
47	Kakul	3·44	2·97	55·05	26·71	„	—	„	11·73
48	Aranyos	11·95	2·99	51·47	21·49	„	—	„	12·94
49	Aranyos	8·79	2·63	51·92	23·36	„	—	„	12·99
50	Bauxit Karánsebes . .	6·58	3·09	54·68	23·26	„	—	„	12·22

ARBEITEN IM CHEMISCHEN LABORATORIUM.

(Bericht über das Jahr 1924)

Von Dr. K. E m s z t.

Die Tätigkeit des chemischen Laboratoriums hing im Jahre 1924 hauptsächlich mit den Landeskohlenaufnahmen zusammen, in dem die chemische Zusammensetzung und der kalorische Wert der von den Geologen eingesammelten Kohlenproben festgestellt wurde. Die Resultate der Untersuchungen sind in der nachstehenden Tabelle zusammengefasst.

Ausserdem setzte das Laboratorium auch die Prüfung der zur Tonwaren- und Zementfabrikation geeigneten Rohstoffe fort, diese Untersuchungen wurden jedoch durch den niedrigen kalorischen Wert des Leuchtgases sehr nachteilig beeinflusst, da in unseren Schmelzöfen die Experimente nicht abgeschlossen werden konnten.

Ich begann die beständige Beobachtung der Budapester Thermalquellen mit der artesischen Bohrung auf der St. Margareten-Insel, deren Analyse im Hidrologiai Közlöny (Hydrologische Mitteilungen) veröffentlicht wurde. Dieser wird die Beobachtung und Untersuchung der übrigen Quellen folgen.

Nummer	Ursprungsort	Sammler	Analytiker	100 Gewichtsteile				
				C	H	O	N	S
1	Ajka	Rozlozsnik	Finály	45.52	2.20	11.38	1.12	3.98
2	Ajka	»	»	49.80	3.91	10.15	1.19	3.69
3	Ajka	»	»	50.74	3.62	10.47	0.89	2.88
4	Alacska	Schréter	Emszt	43.83	3.59	12.81	1.19	2.89
5	Arló	»	»	45.58	3.18	12.36	1.01	3.11
6	Arló	»	Sürü	47.68	3.53	9.80	0.99	2.88
7	Bánszállás felső	»	Emszt	50.07	3.39	15.29	1.29	1.10
8	Bánszállás alsó	»	»	49.06	3.42	16.38	1.53	0.94
9	Bánfalva	»	Sürü	31.74	2.75	9.18	1.10	2.01
10	Bánfalva	»	»	32.05	2.40	8.09	1.19	2.02
11	Berente	»	Emszt	47.12	4.20	11.78	0.97	3.40
12	Brennberg	Rozlozsnik	Sürü	59.18	4.30	16.09	1.12	0.48
13	Borsodi szénbánya	Schréter	Finály	44.78	3.86	13.93	0.97	2.92
14	Borsodnádásd	»	»	51.27	2.86	13.94	1.09	2.13
15	Diósgyőr	»	Sürü	38.66	3.29	8.86	1.13	3.17
16	Diósgyőr	»	Emszt	41.29	2.62	12.84	1.77	1.79
17	Diósgyőr	»	»	38.49	3.34	11.74	1.32	2.52
18	Diósgyőr szénb. rt.	»	Sürü	37.83	2.97	11.48	1.21	2.44
19	Disznóshorvát	»	»	42.86	3.21	15.83	0.81	5.09
20	Edelény	»	»	38.63	3.28	8.38	1.22	6.18
21	Edelény	»	Emszt	43.47	2.92	15.93	1.17	2.35
22	Egercsehi	»	»	47.51	3.79	10.74	1.30	2.81
23	Egercsehi	»	Sürü	43.42	3.00	11.27	1.05	4.58
24	Farkaslyuk felső	»	Emszt	49.86	2.84	16.71	1.31	1.04
25	Farkaslyuk alsó	»	»	36.77	3.21	13.11	1.41	2.46
26	Felsőnyárád	»	Finály	47.54	3.39	17.11	0.72	2.74
27	Felsőnyárád	»	»	48.55	4.25	15.27	1.14	2.62
28	Galvács	»	Sürü	28.34	2.79	8.09	0.65	2.41
29	Járdánháza	»	Finály	51.27	2.86	13.94	1.09	2.13
30	Kisbarcsa	»	Sürü	29.01	2.14	7.52	1.14	2.71
31	Királd	»	Emszt	36.84	3.19	14.06	1.13	2.66
32	Kurittyán	»	Finály	41.50	3.29	14.77	0.75	3.43
33	Mizserfa	Rozlozsnik	»	50.68	3.75	13.75	1.16	1.72
34	Mizserfa	Schréter	»	40.67	3.67	12.00	0.95	0.32
35	Monosbél	»	Emszt	43.59	3.03	7.99	0.99	2.69

enthalten		Disponibles Hydrogen	Berechneter Heizwert	Experimen- taler Heizwert	Auf feuchtigkeits-, aschen- und schwefelfreies Material umgerechnet				Anmerkung
Asche	Feuch- tigkeit				C	H	O	N	
21.95	13.85	0.78	3920	4000	75.59	3.65	18.90	1.86	I. Flöz, II. Schlep- schacht
19.38	11.88	2.64	4592	4545	76.56	6.01	15.60	1.83	II. Flöz
18.32	13.08	2.32	4581	4427	77.21	5.51	15.93	1.35	III. Flöz
11.28	24.41	1.99	4053	4129	71.36	5.84	20.86	1.94	
14.12	20.63	1.44	4057	4125	74.29	5.18	18.88	1.65	I. Flöz
13.65	21.47	2.31	4385	4230	76.90	5.69	15.81	1.60	II. Flöz
10.66	18.20	1.48	4584	4612	71.49	4.84	21.83	1.84	
11.62	17.05	1.36	4634	4592	69.71	4.85	23.27	2.17	
26.52	26.70	1.60	2924	2779	70.89	6.14	20.51	2.46	I. Schlepsschacht
27.29	26.96	1.39	2885	2791	73.29	5.49	18.50	2.72	Böske-Stollen, Hauptflöz
9.16	23.37	2.73	4552	4443	73.54	6.56	18.38	1.52	
6.43	12.40	2.29	5395	5243	73.34	5.33	19.93	1.40	
17.97	16.35	2.12	3867	3950	70.48	6.07	21.92	1.53	I. obers Flöz, Rudolf Flöz, Schlepsschacht
10.31	18.40	1.72	4421	4588	74.13	4.14	20.16	1.57	I. obers Flöz, Járdán- házaer Betrieb
15.99	28.90	2.18	3586	3452	74.43	6.33	17.06	2.18	Percecs, unteres Flöz
17.42	22.27	1.02	3852	3654	70.56	4.47	21.94	3.03	Percecs, mittleres Flöz
22.95	19.64	1.88	3620	3559	70.12	6.09	21.39	2.40	Baross Schacht
12.75	31.32	1.51	3283	3091	70.44	5.56	21.46	2.24	
16.10	16.10	1.24	3861	3601	68.34	5.12	25.24	1.30	Ella-Schacht, II. Haupt- flöz
25.04	17.27	2.23	3826	3768	74.99	6.37	16.27	2.37	Boldva-Tal
10.83	23.33	9.03	3709	3871	68.45	4.61	25.09	1.85	Oberes Flöz
15.55	18.30	2.45	4423	4388	75.01	5.99	16.95	2.05	Odön-Schacht
16.20	20.48	1.40	3915	3848	73.92	5.11	19.18	1.79	Lipót-Schacht
8.22	20.02	0.76	4760	4615	70.51	4.01	23.62	1.86	
29.81	13.23	1.58	3710	3630	67.46	5.89	24.06	2.59	
14.16	14.34	1.25	3946	4374	69.14	4.93	24.88	1.05	Im Abban befindliches Hauptflöz, Bódy-Grube
16.59	11.58	2.35	4590	4691	70.15	6.14	22.06	1.65	Oberes Flöz
22.42	34.50	1.78	2664	2487	71.15	6.99	20.28	1.58	Komáromi-Stollen
10.31	18.40	1.12	4421	4588	74.13	4.14	20.16	1.57	
26.33	31.15	1.20	2737	2599	72.88	5.38	18.88	2.86	Schlepsschacht
24.22	17.90	1.75	3450	3389	66.71	5.78	25.46	2.05	
22.38	13.88	1.45	3609	3879	68.81	5.46	24.49	1.24	
15.62	13.37	2.03	4453	4505	73.07	5.41	19.84	1.68	II. Flöz, II. Schacht, III. Seilbahn
32.76	10.26	1.50	3676	3528	71.78	5.36	21.18	1.68	József-Schacht, I.
21.26	20.52	0.99	3661	3511	78.49	5.46	14.39	1.68	II. Flöz, József-Schacht



Nummer	Ursprungsort	Sammler	Analytiker	100 Gewichtsteile				
				C	H	O	N	S
36	Mucsony	Schréter	Emszt	31.98	2.56	12.54	1.19	2.11
37	Mucsony	»	»	32.51	2.90	13.04	1.12	2.21
38	Nagybarcsa	»	Sürü	26.08	2.48	9.52	0.98	2.36
39	Nagybarcsa	»	»	34.70	2.70	11.00	0.77	2.43
40	Nádujfalu	Rozlozsnik	Finály	49.26	3.14	15.85	1.16	0.81
41	Nagybátöny	»	»	46.78	3.08	7.02	0.89	0.33
42	»	»	»	47.15	3.43	8.95	1.17	0.48
43	»	»	»	44.72	3.36	13.69	1.04	0.42
44	»	»	»	46.74	3.08	7.71	1.18	2.41
45	»	»	»	47.98	3.63	14.68	1.39	1.06
46	»	»	»	40.48	3.16	12.14	1.31	2.71
47	Nemti	»	»	50.40	3.27	13.40	1.03	1.94
48	»	»	»	50.66	4.28	13.78	1.36	2.55
49	»	»	»	45.12	3.03	12.73	1.06	0.54
50	»	»	»	25.96	1.73	7.19	1.07	0.18
51	Noszlop	»	»	47.03	3.21	13.81	1.01	4.07
52	Ormospuszta	Schréter	Emszt	40.14	3.31	13.55	1.41	5.11
53	»	»	»	39.18	3.21	13.02	1.52	6.03
54	Pécs	Pálffy	Finály	67.21	4.99	10.00	1.18	1.20
55	»	»	»	67.59	4.90	8.29	1.54	1.34
56	»	»	»	67.94	4.31	7.76	1.67	1.26
57	»	»	»	62.28	3.65	5.50	1.19	2.51
58	»	»	»	71.17	4.14	3.85	1.26	4.31
59	»	»	»	73.52	4.00	3.20	1.44	3.32
60	»	»	»	65.61	3.42	5.88	1.30	1.31
61	»	»	»	70.65	4.32	2.27	1.52	2.40
62	»	»	»	78.58	3.95	1.92	1.30	1.28
63	»	»	»	72.81	3.95	3.26	0.66	1.70
64	»	»	»	57.36	3.68	6.52	0.69	2.74
65	»	»	»	70.06	4.40	2.65	1.14	1.56
66	»	»	»	76.30	4.36	2.84	1.20	2.35
67	»	»	»	68.12	4.28	5.23	1.35	0.97
68	»	»	»	72.24	4.13	1.95	1.44	3.54
69	»	»	»	86.03	5.40	3.18	1.58	0.39
70	Szamoskö	Schréter	Emszt	44.04	3.65	14.12	0.75	3.76

enthalten		Disponibles Hydrogen	Berechneter Heizwert	Experi- mentaler Heizwert	Auf feuchtigkeits-, aschen- und schwefelfreies Material umgerechnet				Anmerkung
Asche	Feuchtig- keit				C	H	Q	N	
29.64	19.98	1.00	2813	2966	66.25	5.30	25.98	2.47	Oberes Flöz
28.41	19.81	1.27	2938	3009	65.58	5.85	26.31	2.26	Bolt-Grube
32.27	26.31	1.57	2469	2303	66.77	6.34	24.38	2.51	Sándor-Flöz
21.87	26.53	1.33	3096	2957	70.57	5.49	22.38	1.56	Magda-Stollen
17.02	12.76	1.16	4305	4407	70.97	4.52	22.84	1.73	I. Flöz
37.12	4.78	2.22	4412	4346	80.98	5.33	12.15	1.44	Unteres Flöz, Borospatak
30.16	8.66	2.31	4449	4053	77.68	5.65	14.74	1.93	zwischen IX-X. Flöz, oberes Flöz
25.79	10.98	1.65	4045	4003	71.20	5.35	21.80	1.65	Unteres Flöz, Samu- Stollen
33.60	5.28	2.12	4429	4175	79.50	5.25	13.13	2.06	Neuer Stollen, oberes Flöz
18.39	12.87	1.80	4357	4245	70.89	5.36	21.68	2.07	Hauptflöz
31.53	8.66	1.65	3772	3612	70.95	5.53	21.26	2.31	Ärarische Grube, Haupt- flöz, VIII. Horizont
16.32	13.64	1.60	4512	4569	74.00	4.80	19.07	1.53	I. Flöz
14.09	13.28	2.56	4601	4565	72.29	6.11	19.66	1.94	Iona-Stollen, I. Flöz
24.76	12.86	1.44	4001	4056	72.80	4.90	20.58	1.72	Iona-Stollen, II. Flöz
56.53	7.34	0.83	2304	2183	72.21	4.81	20.00	2.98	Iona-Stollen, III. Flöz
13.56	17.31	1.49	4239	4090	72.29	4.93	21.23	1.55	
20.47	16.01	1.62	3751	3929	68.72	5.66	23.20	2.42	Oberes I. Flöz
19.81	17.23	1.59	3681	3852	68.82	5.64	22.87	2.67	Unteres Flöz
14.77	1.85	3.74	6331	6356	85.61	5.98	11.99	1.42	Szarvas-Grube, IX. Flöz
13.82	2.52	3.87	6351	6384	82.11	5.95	10.07	1.87	Szarvas-Grube, X. Flöz
15.02	2.14	3.35	6348	6391	83.28	5.28	9.39	2.05	Rezső-Grube IX. Flöz
23.55	1.32	2.77	5711	5662	85.76	5.03	7.57	1.64	András-Schacht, I. Hori- zont, 13. Flöz
14.33	0.94	3.66	6697	6689	88.50	5.15	4.79	1.56	András-Schacht, I. Hori- zont, 14. Flöz
13.00	1.52	3.65	6862	6852	89.48	4.87	3.89	1.76	András-Schacht, VII. Horizont, 18. Flöz
20.79	1.69	2.69	6128	6338	86.09	4.49	2.71	1.71	András-Schacht, VII. Horizont, 22. Flöz
17.83	1.02	4.09	6724	6719	89.71	5.48	2.88	1.93	Schroll-Schacht, IV. Horizont
12.53	0.44	3.74	7267	7293	91.68	4.63	2.23	1.51	Schroll-Schacht, oberes Flöz, IV. Horizont
17.03	0.59	3.55	6758	6840	90.25	4.90	4.04	0.81	Schroll-Schacht, IV. Horizont, Flöz 15
27.69	1.05	2.87	5338	5331	83.71	5.37	9.52	1.40	Schroll-Schacht, IV. Horizont, 7. Flöz
19.22	0.97	4.07	6647	6622	89.53	5.62	3.39	1.46	Schroll-Schacht, IV. Horizont, 23. Flöz
12.35	0.60	4.01	7160	7168	90.08	5.15	3.35	1.42	Schroll-Schacht, IV. Horizont, 8. Flöz
19.36	0.69	3.63	6352	6481	86.25	5.42	6.62	1.71	András-Schacht, VII. Horizont, 11. Flöz
15.91	0.79	3.91	6846	6931	90.57	5.18	2.44	1.81	András-Schacht, VII. Horizont, 12. Flöz
2.64	0.78	5.01	8192	8230	89.44	5.61	3.30	1.65	Vasas, IV. Horizont, 11. Flöz
8.96	24.62	1.77	4027	4112	70.29	5.83	22.69	1.19	Érscki-Grube (Felnemat)

Nummer	Ursprungsort	Sammler	Analytiker	100 Gewichtsteile				
				C	H	O	N	S
71	Sajókazinc	Schréter	Emszt	34·98	2·97	11·92	1·11	2·51
72	»	»	»	41·01	3·50	12·81	1·27	3·11
73	»	»	»	41·56	3·79	10·91	1·21	3·02
74	»	»	Sürü	41·49	3·63	11·18	1·49	2·82
75	Sajókaza	»	Emszt	49·23	3·07	14·26	1·21	3·15
76	»	»	»	48·11	2·91	15·57	1·10	2·60
77	»	»	»	18·35	1·75	10·06	0·21	1·11
78	»	»	»	47·66	3·08	10·70	1·29	1·96
79	Sajólászlófalva	»	Sürü	39·98	3·34	10·62	1·10	2·30
80	Sajókondó	»	Emszt	35·48	2·67	13·50	0·99	1·94
81	Sajóivánka	»	»	33·27	2·48	12·90	1·51	1·48
82	Sajóvadna	»	»	31·19	2·76	12·75	1·20	1·62
83	Salgóhánya	»	»	40·73	2·95	10·83	1·40	0·99
84	Sajószentpéter	»	»	34·11	2·81	15·48	1·25	3·11
85	Szendrő	»	Sürü	35·69	3·06	9·19	1·27	2·96
86	»	»	»	28·11	2·47	9·45	0·71	2·92
87	Samsály	»	»	44·57	4·06	11·43	0·86	3·28
88	»	»	»	46·48	3·87	11·89	1·11	4·01
89	Szuhafő	»	Finály	27·27	2·67	8·77	0·59	0·82
90	Szuhakálló	»	Emszt	34·52	3·22	25·31	0·91	1·66
91	»	»	»	35·11	3·11	24·42	0·81	2·11
92	Szúhogy	»	»	34·11	3·00	11·48	0·70	2·10
93	»	»	»	32·51	2·89	11·57	0·81	2·51

enthalten		Disponibles Hydrogen	Berechneter Heizwert	Experimen- taler Heizwert	Auf feuchtigkeits-, aschen- und schwefelfreies Material umgerechnet				Anmerkung
Asche	Feuch- tigkeit				C	H	Q	N	
25·92	20·59	1·48	3101	3221	65·65	5·82	23·37	2·16	Unteres Sándor-Flöz
9·63	28·67	1·90	3748	3591	70·00	5·97	21·86	2·17	Unteres Flöz, Erzsébet- Stollen
12·95	26·56	2·43	3982	3874	72·31	6·59	18·99	2·11	Hauptflöz, Sándor-Stollen
11·53	27·86	2·24	3809	3726	71·78	6·28	19·36	2·58	Géza-Flöz
8·97	20·11	1·29	4316	4210	72·63	5·54	21·05	1·78	II. Flöz, Kálmán-Stollen
9·11	20·60	0·97	4119	4195	71·08	4·29	23·00	1·63	Hugo-Stollen
54·96	13·56	—	—	—	—	—	—	—	Bituminöser Schiefer, Kálmán-Stollen
14·32	20·89	1·75	3823	3979	76·02	4·90	17·03	2·05	Hugo-Stollen
9·95	32·71	2·02	3587	3289	72·65	6·06	19·29	2·00	
21·62	23·80	0·99	3067	3154	67·40	5·08	25·64	1·88	
28·96	19·40	0·87	3251	3107	66·33	4·94	25·72	3·01	Mária-Stollen, Oberes Flöz
31·04	19·44	0·89	2603	2708	65·12	5·75	26·62	2·51	
17·32	25·78	1·60	3633	3412	72·84	5·27	19·37	1·42	
24·53	18·71	0·88	2982	2871	63·57	5·24	28·85	2·34	
12·57	35·26	1·91	3326	3429	72·53	6·21	18·68	2·58	Lipták-Grube
22·13	34·21	1·28	2521	2348	68·99	6·07	23·14	1·75	Steiner Samú-Stollen
12·10	23·70	2·62	4305	4129	73·16	6·66	18·76	1·42	I. Flöz
9·27	23·37	2·38	4312	4247	73·37	6·11	18·77	1·75	II. Flöz
17·48	40·40	1·58	2305	1740	69·39	6·79	22·32	1·50	
6·00	28·38	0·06	2730	2988	53·97	5·03	39·57	1·43	Jolán-Grube
7·11	27·33	0·06	2749	3015	55·33	4·90	38·49	1·28	Winter-Grube
8·11	40·50	1·57	3026	3259	69·21	6·08	23·29	1·42	Oberer-Grube, II. Flöz
9·61	39·10	1·45	2932	3211	68·70	5·93	23·91	1·66	Konkordia-Grube

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Vorwort	3
<i>A) Direktionsberichte.</i>	
Szontagh, T. von: Direktionsbericht über die Jahre 1917—1919	5
Pálfy, M. von: Direktionsbericht über die Jahre 1920—1923	12
Pálfy, M. von: Direktionsbericht über das Jahr 1924	24
<i>B) Geologische Berichte.</i>	
<i>a) Budapest und Umgebung.</i>	
Horusitzky, H.: Zur Geologie des Gebietes der Haupt- und Residenzstadt Budapest (Aufnahmebericht 1917)	33
Toborffy, G. von: Über die geologischen Altersgrenzen des Oligozäns in der Umgebung von Budapest (Aufnahmebericht 1917)	39
Vendl, A.: Reambulation in der Umgebung von Budaörs (Aufnahmebericht 1919)	43
<i>b) Ungarisches Mittelgebirge, SW-licher Teil.</i>	
Rozlozsnik, P.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Ajka (Aufnahmebericht 1920—1923)	47
Roth von Telegd, K.: Das Gebiet zwischen den Braunkohlenbecken von Esztergom und von Tatabánya und die Umgebung des Grabens von Mór (Aufnahmebericht 1919—1923)	53
Rozlozsnik, P.: Geologische Notizen über den westlichen Teil des Paläogenen Beckens der Umgebung von Esztergom (Aufnahmebericht 1919)	67
Ferenczi, I.: Die geologischen Verhältnisse des tertiären Beckensabschnittes von Tinnye-Páty (Aufnahmebericht 1919—1924)	79
László, G. von: Geologische Reambulationsarbeiten im nördlichen Transdanubien (Aufnahmebericht 1921—1924)	87
Vigh, Gy.: Geologische Notizen aus dem Gerecse-Gebirge (Aufnahmebericht 1921—1924)	91
<i>c) Ungarisches Mittelgebirge, NO-licher Teil.</i>	
Vendl, A.: Über die Umgebung von Szentendre, Leányfalu, Dunabogdány und Pomáz (Aufnahmebericht 1924)	101

Schréter, Z.: Beiträge zur Geologie des Borsod-Heveser Bükk-Gebirges und des neogenen Hügellandes seiner Umgebung (Aufnahmebericht 1917—1918)	103
<i>d) Ipoly- und Sajó-Becken.</i>	
Noszky, J.: Die geologischen Verhältnisse des mittleren Ipoly-Tales (Aufnahmebericht 1917—1918)	115
<i>e) Hügelland der Komitate Zala, Somogy und Tolna.</i>	
Toborffy, G. von: Über die statischen und hydrologischen Ursachen der Uferrutschungen am Balaton-See (Aufnahmebericht 1917)	137
Lóczy, L. von, senior: Geologische Beobachtungen bei den Regulierungsarbeiten des Siókanals (Aufnahmebericht 1918) . . .	143
Anhang: Zalányi, B.: Bohrprofile	152
Maros, I. von: Geologische und agrogeologische Notizen über einen Teil des südlichen Balatongebietes (Aufnahmebericht 1920—1924)	159
Vogl, V.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Gegend von Dunaföldvár (Aufnahmebericht 1921)	167
Toborffy, G. von: Geologische Notizen aus dem Komitat Tolna (Aufnahmebericht 1921—1924)	171
Kadić, O.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Szekszárd, Tevel, Bonyhád und Döbrököz (Aufnahmebericht 1921—1924)	179
<i>f) Südkarpaten.</i>	
Schafarzik, F.: Beiträge zur Geologie des Cserna-Tales und der Gegend von Mehádia (Aufnahmebericht 1917)	183
<i>g) Pojana-Ruszka- und Bihar-Gebirgsgruppe.</i>	
Rozlozsnik, P.: Notizen über das Vorkommen von Bauxit im Pojana-Ruszka- und im südlichen Bihar-Gebirge (1917) . .	201
Pálfy, M. von: Geologische Notizen aus den Bihar- und Béler-Gebirgen (Aufnahmebericht 1919)	209
Papp, K. von: Die Umgebung des Vulkan-Berges bei Bucsesd im Komitat Hunyad (Aufnahmebericht 1917)	213
Papp, K. von: Die Klippen des Pietruc und Bradisor an der Grenze der Komitate Alsófehér und Hunyad (Aufnahmebericht 1918) .	219
<i>h) Réz- und Bükk-Gebirge.</i>	
Roth von Telegd, K.: Die asphaltartige Lignitbildung zwischen Derna und Bodonos	223

i) Siebenbürgisches Becken, Brassóer und Persányer Gebirge.

- Wachner, H.: Geologische Notizen aus dem Fogaraser Becken (Aufnahmebericht 1917) 229
 Jekelius, E.: Die nördlichen Vorgebirge des Törösvárer Passes (Aufnahmebericht 1917) 237
 Pálffy, M. von: Geologische Notizen aus dem Persányer-Gebirge (Aufnahmebericht 1918) 241

j) Kerngebirge der östlichen und nordöstlichen Flischkarpaten.

- Ferenczi, I.: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges (Aufnahmebericht 1918) 247

k) Vulkanreihe.

- Liffa, A.: Geologische Notizen über die Gegend von Telkibánya, Gönc und Regécke (Aufnahmebericht 1921—1924) 253

l) Äussere Zone der Kerngebirge der Nordwest-Karpaten.

- Vigh, Gy.: Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Facskó (Fačkov) und Frivaldnádas (Frivald und Trstena). Aufnahmebericht 1917 261
 Vigh, Gy.: Geologische Skizze vom nördlichen Teil des Mincsov-Gebirges (Aufnahmebericht 1918) 265
 Kulcsár, K.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Tóthalom, Illava, Vizsolaj und Egyházsnádas (Aufnahmebericht 1917) 275

m) Innere Zone der Kerngebirge der Nordwest-Karpaten.

- Vogl, V.: Beiträge zur Kenntnis der eozänen Bildungen des Liptóer Beckens (Aufnahmebericht 1917) 285

n) Kroatien, Slavonien.

- Kadić, O.: Die geologischen Verhältnisse des Karstgebirges zwischen Vrbovsko und Bosiljevo (Aufnahmebericht 1917—1918) 289
 Koch, F.: Zur Geologie der Psunj- und Fruskagora-Gebirge (Aufnahmebericht 1917—1918) 293
 Vogl, V.: Geologische Beobachtungen in der Gegend von Skrad im Komitat Modruš—Fiume (Aufnahmebericht 1918) 307

C) *Agrogeologische Berichte.*

Treitz, P.: Bericht über die Schicksale und Arbeiten der agrogeologischen Sektion während der Jahre 1919—1923	311
Timkó, I.: Die agrogeologischen Verhältnisse des zwischen den Tápió-, Rákos- und Galga-Tälern gelegenen Hügellandes (Aufnahmebericht 1920—1924)	321
Horusitzky, H.: Die agrogeologischen Verhältnisse des transdanubischen Teiles des Kleinen Ungarischen Alföld (Aufnahmebericht 1917—1924)	335

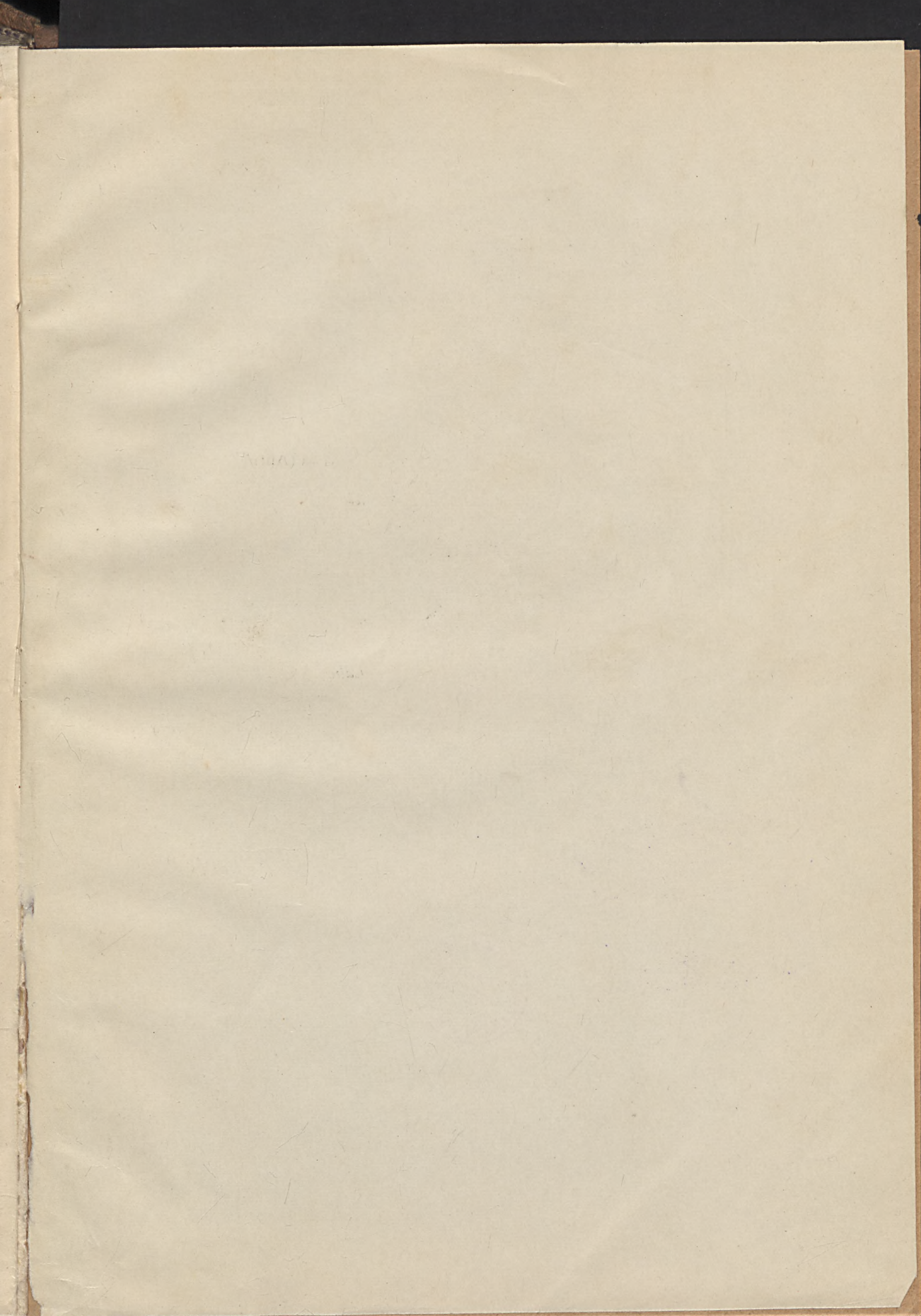
D) *Sonstige Berichte.*

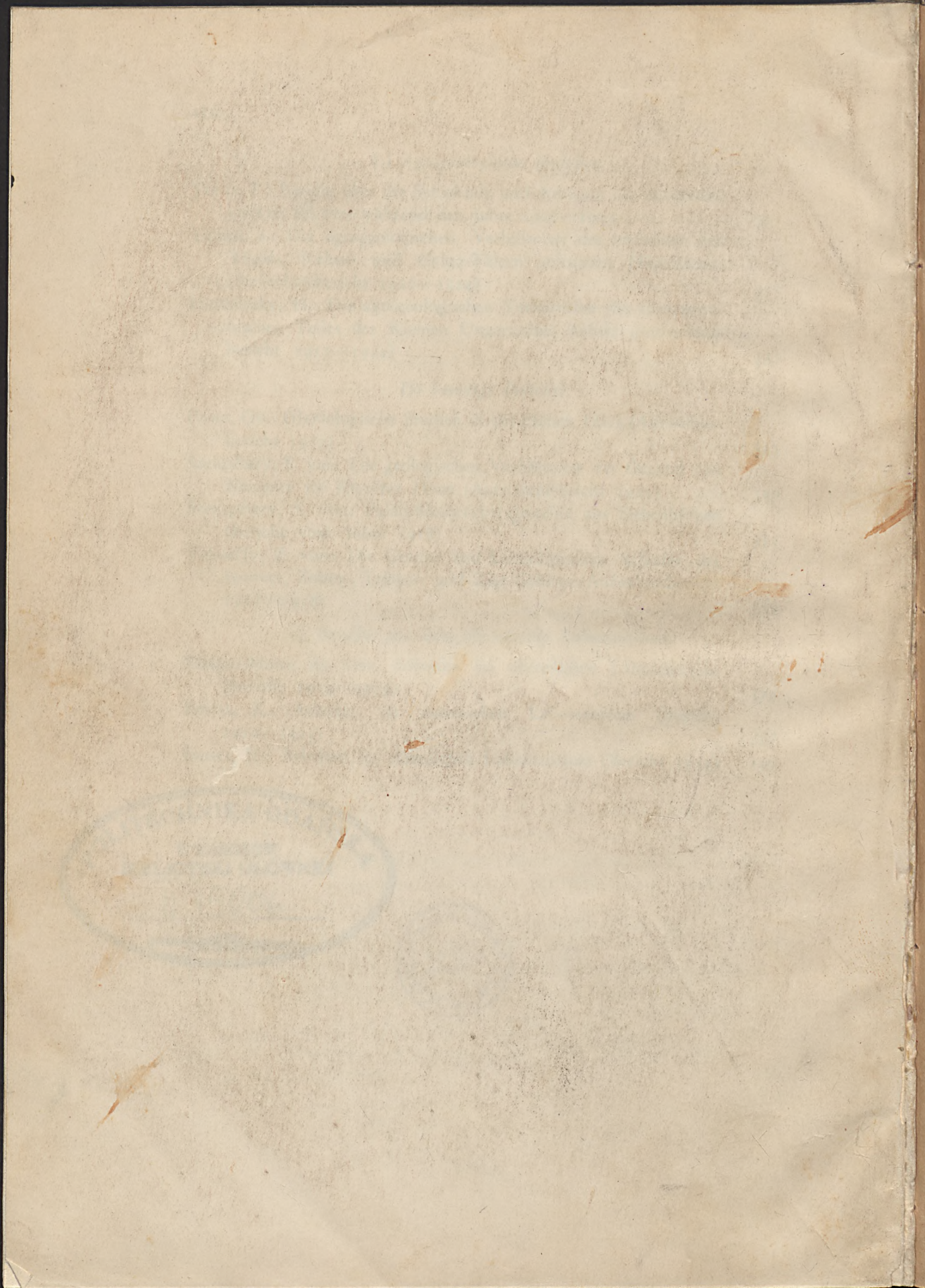
Prinz, Gy.: Glaziologische Studien in der Hohen Tatra (Aufnahmebericht 1917)	343
Szenpétery, S. von: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Kemence im Komitat Hont (Aufnahmebericht 1923) . . .	349
Szentpétery, S. von: Paläo-Mesoeruptivgesteine aus Siebenbürgen (Bericht vom Jahre 1918)	355
Toborffy, Z. von: Die Granite und kristallinen Schiefer der Inovec-, Zobor-, Tribecs- und Zjar-Gebirge (Aufnahmebericht 1917—1918)	369

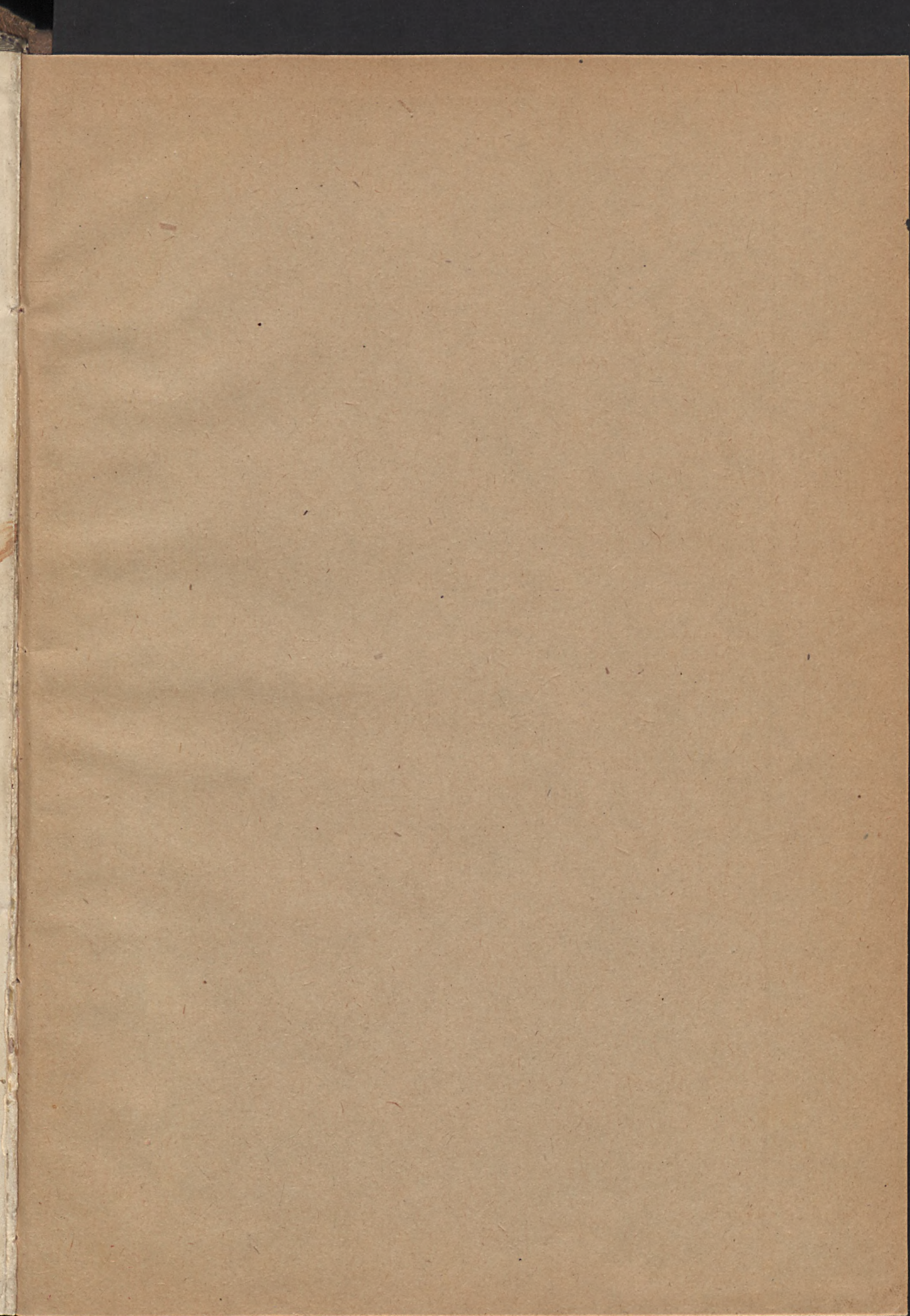
E) *Berichte aus dem chemischen Laboratorium.*

Szinyei-Merse, Zs. von: Arbeiten im chemischen Laboratorium (Bericht 1914—1919)	379
Emszt, K.: Arbeiten im chemischen Laboratorium (Bericht 1919—1923)	387
Emszt, K.: Arbeiten im chemischen Laboratorium (Bericht 1924)	399

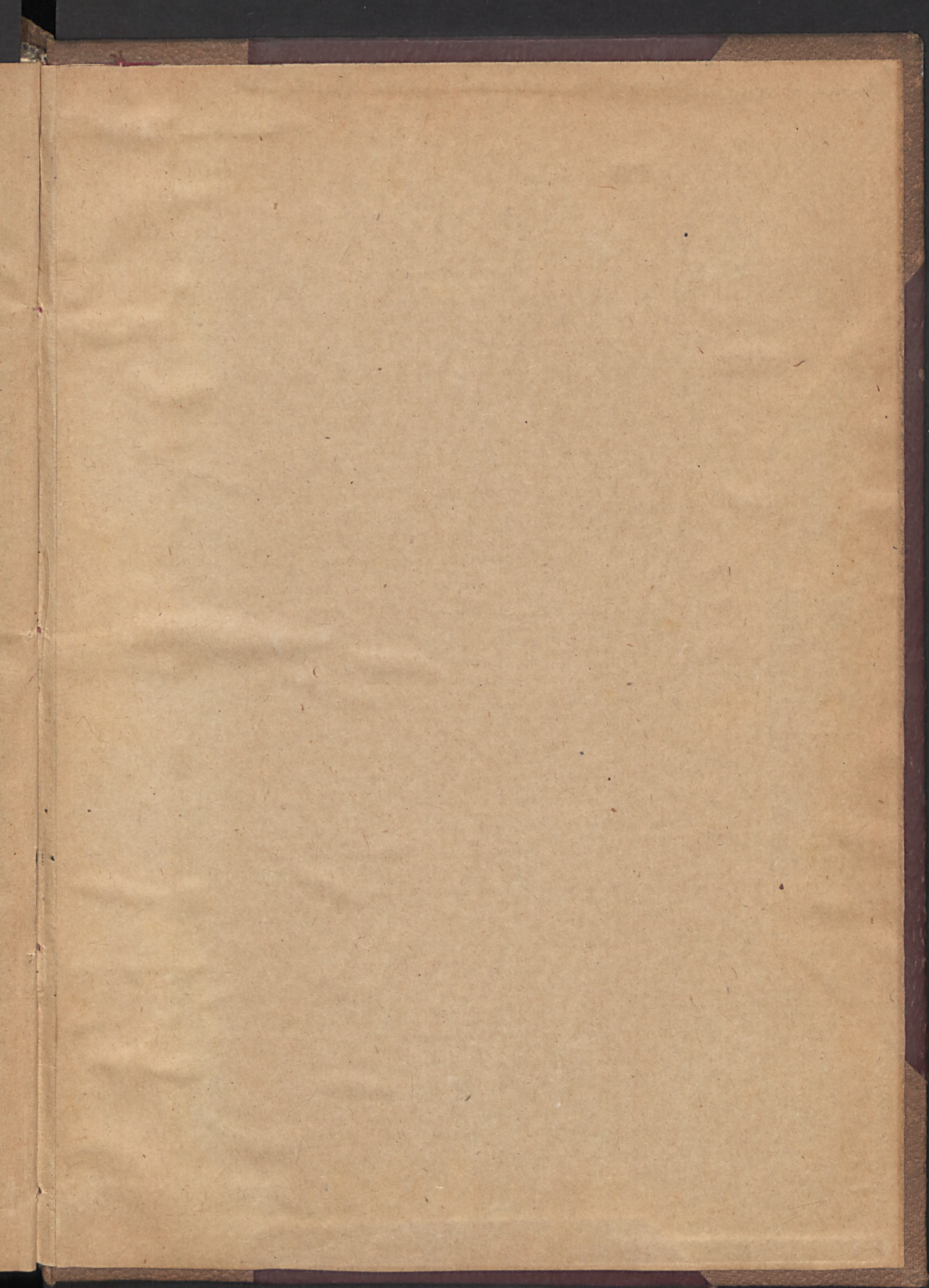








14 ✓



BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZiEMIE
Politechniki Gdańskiej